



Universidad Nacional Mayor de San Marcos

Universidad del Perú. Decana de América

Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica

Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

**Influencia de la tectónica en la formación de facies del
grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho**

TESIS

Para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Freddy AYALA SALVATIERRA

ASESOR

Javier Pablo JACAY HUARACHÉ

Lima, Perú

2018



Reconocimiento - No Comercial - Compartir Igual - Sin restricciones adicionales

<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>

Usted puede distribuir, remezclar, retocar, y crear a partir del documento original de modo no comercial, siempre y cuando se dé crédito al autor del documento y se licencien las nuevas creaciones bajo las mismas condiciones. No se permite aplicar términos legales o medidas tecnológicas que restrinjan legalmente a otros a hacer cualquier cosa que permita esta licencia.

Referencia bibliográfica

Ayala, F. (2018). *Influencia de la tectónica en la formación de facies del grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho*. [Tesis de pregrado, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, Escuela Profesional de Ingeniería Geológica]. Repositorio institucional Cybertesis UNMSM.



134

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS
Universidad del Perú, DECANA DE AMÉRICA
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA Y GEOGRÁFICA
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica

ACTA DE SUSTENTACIÓN DE TESIS PARA OPTAR EL TÍTULO
PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO

En el Salón de Grados y Títulos de la Escuela Profesional de Ingeniería Geológica de la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, el día martes 17 de abril del año 2018, siendo las 19:00 horas, en presencia de los señores docentes designados como miembros del Jurado Calificador:

Dr. TOMAS EZEQUIEL GALLARDAY BOCANEGRA
Ing. JUAN MANUEL ELESCANO YUPANQUI
Ing. MANUEL ZEA AYALA

(Presidente de Jurado)
(Miembro de Jurado)
(Miembro de Jurado)

Reunidos para el acto académico público de colación de la Tesis del Bach. FREDDY AYALA SALVATIERRA, quien sustentará la Tesis titulada: «**INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA EN LA FORMACIÓN DE FACIES DEL GRUPO MITU EN EL ÁREA DE CANGALLO- AYACUCHO**», para la obtención del Título Profesional de Ingeniero Geólogo.

Los miembros del Jurado, escuchada la colación respectiva, plantearon al graduado las observaciones pertinentes, que fueron absueltas a:

Satisfacción del Jurado

El Jurado procedió a la calificación, cuyo resultado fue:

Por unanimidad Nota 17 (Diecisiete)

Habiendo sido aprobada la Sustentación de Tesis por el Jurado Calificador, el Presidente recomienda que la Facultad de Ingeniería Geológica, Minera, Metalúrgica y Geográfica, proponga se le otorgue el **TÍTULO PROFESIONAL DE INGENIERO GEÓLOGO** al Bach. **FREDDY AYALA SALVATIERRA**.

Siendo las 19:00 horas se dio por concluido el acto académico, expidiéndose dos (02) Actas Originales de la Sustentación de la Tesis.

Ciudad Universitaria, 17 de abril del 2018


Dr. TOMAS EZEQUIEL GALLARDAY BOCANEGRA
PRESIDENTE DE JURADO


Ing. MANUEL ZEA AYALA
MIEMBRO DE JURADO


Ing. JUAN MANUEL ELESCANO YUPANQUI
MIEMBRO DE JURADO


Ing. JAVIER PABLO JACAY HUARACHE
ASESOR

“Soy amigo de Platón, pero más amigo de la verdad”

Aristóteles

DEDICATORIA

Dedico este trabajo especialmente a mis padres, Jorge e Hilda, quienes me apoyaron incondicionalmente y guiaron por el sendero del bien y la responsabilidad; a mis abuelos Evaristo, Marcelina, Román y Catalina que en paz descansen en tierras cangallinas; a mis hermanos Nicky, Kelly, Pilar y José quienes siempre confiaron en mis capacidades como profesional; a mis demás familiares y amigos colegas que me motivaron a seguir adelante; y a la ciencia que tanto me inspira y apasiona.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco de manera especial a mi asesor, el ingeniero Javier Pablo Jacay Huaraché, docente de la E.A.P. Ingeniería Geológica de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, por haberme inculcado el espíritu por la ciencia geológica desde un punto de vista práctico y guiado con sus sugerencias y observaciones en campo durante el desarrollo del presente trabajo.

A los ingenieros Hugo Rivera Mantilla y Tomás E. Gallarday Bocanegra por haberme orientado en la parte metodológica utilizando el método científico.

A los dignos docentes Tomás Gallarday, Manuel Zea y Juan Manuel Elescano por juzgar este trabajo.

A mis queridos padres, Jorge Ayala e Hilda Salvatierra, a mi tía María Ayala, a la señora Lucía Agüero, al señor Hugo Galindo y a mis amigos colegas Diego Borja, Fabiola Castro y José Chavez por ofrecerme su apoyo y haberme acompañado a las diferentes salidas de campo demostrando su verdadera conexión con la naturaleza.

A mis tíos Alejandro Ayala y Damiana Prado por facilitarme sus casas durante las salidas de campo en la ciudad de Cangallo y el pueblo de Chahuaybamba.

A la gente de la ciudad de Cangallo y alrededores por contarme acontecimientos de procesos naturales ocurridos en el pasado inmediato.

Al ingeniero Carlos Ramos por brindarme su apoyo facilitándome el microscopio petrográfico para analizar las muestras.

A mi hermano, Nicky Ayala, y mi amiga, Maylin Quispe, por haberme ayudado en la elaboración de algunos gráficos necesarios para concluir este trabajo.

A la naturaleza, por permitirme contemplar algunos de sus innumerables secretos que aún quedan por descubrir.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN	16
1.1 Situación Problemática	16
1.2 Formulación del Problema	18
1.2.1 <i>Problema General</i>	18
1.2.2 <i>Problemas Específicos</i>	18
1.3 Justificación Teórica	19
1.4 Justificación Práctica	19
1.5 Objetivos de la Investigación	19
1.5.1 <i>Objetivo General</i>	19
1.5.2 <i>Objetivos Específicos</i>	19
CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO	20
2.1 Marco Filosófico de la Investigación	20
2.2 Antecedentes de la Investigación	21
2.3 Bases Teóricas	35
2.3.1 <i>Introducción</i>	35
2.3.2 <i>Estructura Interna de la Tierra</i>	36
2.3.3 <i>Teoría de la Tectónica de Placas</i>	38
2.3.4 <i>Bordes de Placas</i>	49
2.3.5 <i>El Esfuerzo Tectónico</i>	50
2.3.6 <i>Deformación de la Corteza</i>	52
2.3.7 <i>Tectónica Extensional</i>	54
2.3.8 <i>Nomenclatura de Rocas Ígneas y Sedimentarias</i>	69
2.3.9 <i>Litofacies y Elementos Arquitecturales</i>	73
2.4 Marco Conceptual	79
CAPÍTULO 3: HIPÓTESIS Y VARIABLES	85
3.1 Hipótesis General	85
3.2 Hipótesis Específicas	85
3.3 Identificación de Variables	85
3.3.1 <i>Variable Independiente</i>	85
3.3.2 <i>Variables Dependientes</i>	85
3.4 Operacionalización de Variables	86
3.4.1 <i>Variable Independiente</i>	86

3.4.2 Variables Dependientes.....	86
CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA	88
4.1 Tipo y Diseño de Investigación	88
4.2 Unidad de Análisis	89
4.3 Población de Estudio	89
4.4 Tamaño de la Muestra.....	90
4.5 Selección de la Muestra	90
4.6 Técnicas de Recolección de Datos.....	90
4.7 Análisis e Interpretación de la Información	90
CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	92
5.1 Análisis e Interpretación	92
5.2 Discusión de Resultados	117
5.3 Pruebas de Hipótesis.....	122
CAPÍTULO 6: IMPACTOS AMBIENTALES.....	123
6.1 Impactos Positivos.....	123
6.2 Impactos Negativos	125
CONCLUSIONES	127
RECOMENDACIONES.....	128
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129
ANEXOS.....	132

FIGURAS Y TABLAS

Figura 1.1. Ubicación de la ciudad de Cangallo (círculo negro) en el departamento de Ayacucho. <i>Fuente.</i> Turismo Ruta Perú (2013).....	16
Figura 1.2. Ciudad de Cangallo ubicada en la margen izquierda del río Pampas. En la parte lateral de la imagen (derecha e izquierda) se observa afloramientos del Grupo Mitu de color rojizo.....	17
Figura 1.3. Mapa geológico de la región de Cangallo donde se muestra la ubicación del área del presente estudio.....	17
Figura 2.1. Columna estratigráfica del Grupo Mitu levantada en Pillahuara, cuadrángulo de Calca, cerca del límite con el cuadrángulo de Cusco. <i>Fuente.</i> Modificado de Carlotto (1998) – citado en Carlotto et al. (2011).....	24
Figura 2.2. Sinopsis de los principales elementos geológicos del Mesozoico de Perú y Bolivia. El eje del sistema de rift Pérmico tardío-Jurásico medio es definido por ocurrencias del Grupo Mitu, granitoides coetáneos y enjambres de diques básicos que coinciden aproximadamente con el eje de la cordillera oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, SC: Santa Cruz, Tu: Tupiza. <i>Fuente.</i> Sempere et al. (2002) – citados en Panca (2010).....	27
Figura 2.3. Comparación entre las geometrías de los mapas del sistema de rift del Mar Rojo y el sistema de rift Pérmico tardío-Jurásico medio de los andes centrales (ahora invertido y acortado). Las ramas de los ejes del rift es observado en ambos casos. <i>Fuente.</i> Sempere et al. (2002) – citados en Panca (2010).....	28
Figura 2.4. Evolución paleogeográfica sugerida del sur de América del Sur durante el Pérmico. <i>Fuente.</i> Limarino et al. (2006) – citados en Panca, 2010.....	30
Figura 2.5. Sinopsis del Pérmico a través de los principales datos estratigráficos, deformacionales y magmáticos del Jurásico en la Cordillera Oriental del Perú y Bolivia, la cuenca del Chaco de Bolivia y la cuenca del Paraná de Brasil. <i>Fuente.</i> Sempere et al. (2002) - citados en Panca, 2010.....	32
Figura 2.6. Zonación interna de la Tierra determinada principalmente a partir de estudios de las ondas sísmicas. El triángulo muestra las divisiones de acuerdo con la composición (izquierda) y el comportamiento mecánico (derecha). La capa SIAL corresponde a la corteza continental y la SIMA a la corteza oceánica. En la división mecánica, la corteza y la parte superior del manto forman la litósfera, que es la parte más rígida que se fragmenta en las diferentes placas. <i>Fuente.</i> Kearey, Klepeis y Vine (2009).....	37
Figura 2.7. Imagen mostrando las placas tectónicas y la actividad sísmica asociada a ellas. <i>Fuente.</i> NASA (2002).....	38
Figura 2.8. Algunos de los argumentos utilizados por Wegener para sustentar su hipótesis de la existencia, durante fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico, de un supercontinente denominado Pangea. Arriba: Distribución de floras y faunas fósiles del Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano (Modificada de Yount 2009). Abajo: Mapa que muestra los argumentos paleoclimáticos para el Carbonífero (360-300 millones de años) (Modificado de Kearey 2009). Wegener encontró que rocas asociadas a glaciares (H, hielo, en la figura) o a zonas húmedas y cálidas en las que se originaba carbón (C en la figura) o a zonas áridas en las que se formaban campos de arenas (A en la figura) o niveles con sales (Y, yeso, y S, sal, en la figura) mostraban una distribución que no era compatible con la posición actual de los polos y del Ecuador. Así, formuló una reconstrucción para el tiempo carbonífero en la que sugirió la posición de los polos y del Ecuador. <i>Fuente.</i> Hongn y García (2011).....	41
Figura 2.9. Reconstrucción de la Pangea como se piensa que era hace 200 millones de años. A. Reconstrucción moderna. B. Reconstrucción realizada por Wegener en 1915. <i>Fuente.</i> Tarbuck y Lutgens (2005).....	42

Figura 2.10. Cuatro estados de la Deriva Continental de Wegener, desde el supercontinente inicial de Pangea (Triásico tardío, 200 millones de años); diferenciación de Laurasia y Gondwana en el Jurásico (180 millones de años); definición de algunos de los actuales continentes y océanos a principios del Cenozoico, (65 millones de años) y la configuración presente. *Fuente.* Yount (2009)....43

Figura 2.11. Topografía de la cuenca del Océano Atlántico. Visión artística de lo que sería la cuenca del Océano Atlántico sin agua. La característica principal es la Cordillera mesoatlántica, un sistema de dorsales oceánicas que es más largo de 65.000 km y divide la cuenca del Océano Atlántico por la mitad. Es a lo largo de dichas cordilleras oceánicas que el lecho marino se está separando y nueva corteza oceánica se está formando a partir del magma que en el interior de la Tierra. *Fuente.* Wicander y Monroe (2010).....44

Figura 2.12. Inversión magnética simétrica. *Fuente.* Vine y Matthews (1962).....45

Figura 2.13. Distribución de las edades de los fondos oceánicos. *Fuente.* Muller, Seton, Gaina y Roest (2008).....46

Figura 2.14. Situaciones tectónicas relacionadas con el ciclo de Wilson. *Fuente.* Grobe, bajo licencia de Creativ Commons (2008).....46

Figura 2.15. Etapas del Ciclo de Wilson (1. Etapa embrionaria, 2. Etapa juvenil, 3. Etapa madura, 4. Etapa de decadencia, 5. Etapa terminal y 6. Etapa de colisión continental). *Fuente.* "Ciclo de Wilson" (2016).....48

Figura 2.16. Mosaico de las placas rígidas que constituyen la envuelta de la Tierra y tipos de bordes entre placas tectónicas. *Fuente.* Tarbuck y Lutgens (2005).....50

Figura 2.17. Relaciones entre la orientación de los esfuerzos principales y regímenes tectónicos según Anderson (1951). Las proyecciones estereográficas muestran los campos de compresión (P) y tensión (T). *Fuente.* Fossen (2010).....51

Figura 2.18. Fuerzas relacionadas con la tectónica de placas (flechas azules) y regímenes de esfuerzos esperados de estas fuerzas. Se espera que el eje del esfuerzo máximo en las placas continentales sea horizontal excepto para la parte superior de las zonas de rift (no se muestra rift continental), márgenes pasivos y partes elevadas de las fajas orogénicas. *Fuente.* Fossen (2010).....51

Figura 2.19. Estratos sedimentarios deformados que afloran en la margen izquierda del río Puchka en el callejón de Conchucos (Ancash-Perú). Se observa claramente el plegamiento en chevrón.....53

Figura 2.20. Cilindro de mármol deformado en el laboratorio mediante la aplicación de miles de kilogramos de peso desde arriba. Cada muestra se deformó en un entorno que duplicaba la presión de confinamiento hallada a distintas profundidades. Obsérvese que cuando la presión de confinamiento es baja, la muestra se deformó por fractura frágil, mientras que cuando la presión de confinamiento es elevada, la muestra se deformó plásticamente. *Fuente.* Foto cortesía de M. S. Patterson, Australian National University – citado en Tarbuck y Lutgens (2005).....53

Figura 2.21. Usando la superficie de la Tierra como referencia, las fallas extensionales (b) son un espectro de fallas normales entre las fallas verticales (a) y las fallas horizontales (c). las fallas mostradas en (a) y (c) no son extensivas ni compresivas. *Fuente.* Fossen (2010).....55

Figura 2.22. (a) Fallas inversas y fallas normales coexistiendo en una capa plegada a lo largo de una falla. Ambos tipos de fallas son extensionales porque extienden las capas. Las fallas inversas probablemente se formaron como fallas normales (b) antes de ser rotados durante el plegamiento (c y d). San Rafael Desert, Utah. *Fuente.* Fossen (2010).....56

Figura 2.23. La pluma del manto asciende (A) y cuando la cabeza de la pluma alcanza la superficie genera grandes cantidades de lavas basálticas (B) y luego la cola del

penacho produce una cantidad más estable y más pequeña que crea una cadena de volcanes (C). *Fuente.* “Plume head and tail” (2010).....57

Figura 2.24. Ilustración de cómo la retirada, o «roll-back», de la fosa produce fuerzas de succión que se cree que contribuyen a la fragmentación de un continente. *Fuente.* Tarbuck y Lutgens (2005).....58

Figura 2.25. Tipos de depósitos presentes en un rifting. *Fuente.* Fossen (2010).....60

Figura 2.26. Diagrama de acumulación de las secuencias estratigráficas antes, durante y después del movimiento por fallas extensionales. La discordancia postruptura (*break-up unconformity*) indica el tope de las secuencias de sin-rift y el pasaje a la secuencias de post-rift. *Fuente.* LABORATORIO DE TECTÓNICA ANDINA. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2015).....60

Figura 2.27. Modelos de rifting activo y pasivo. *Fuente.* Keen (1985) y Wilson (1989) – citados en “Caradeangel” (2012).....61

Figura 2.28. Las tres etapas clásicas en la evolución de un rift intracontinental. *Fuente.* Modificado de Burke y Wilson (1979) - citados en “Caradeangel” (2012).....65

Figura 2.29. Modelo de cizalla pura. *Fuente.* McKenzie (1978) – citado en Cristallini (2009).....65

Figura 2.30. Modelo de cizalla simple. *Fuente.* Wernicke (1985) – citado en Cristallini (2009).....66

Figura 2.31. Modelo de delaminación. *Fuente.* Lister et al. (1986) – citado en Cristallini (2009).....66

Figura 2.32. Márgenes pasivos conjugados entre el margen argentino y sudafricano. Notese las diferencias entra la placa superior e inferior. *Fuente.* Etheridge et al. (1989) – citados en Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2014).....67

Figura 2.33. Márgenes pasivos conjugados entre la placa sudamericana y africana. *Fuente.* Etheridge et al. (1989); Urien (1996) – citados en Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2014).....67

Figura 2.34. Experimento extensional. *Fuente.* Xiao y Suppe (1992) - citados en Cristallini (2009).....68

Figura 2.35. Experimento E302 para dominio de fallas extensionales. *Fuente.* McClay laboratory webpage (1998) - citado en Cristallini (2009).....68

Figura 2.36. Clasificación de Streckeisen para rocas plutónicas. *Fuente.* Le Maitre et al. (2002) – citados en Sánchez (2008).....69

Figura 2.37. Clasificación de Streckeisen para rocas volcánicas. *Fuente.* Le Maitre et al. (2002) – citados en Sánchez (2008).....70

Figura 2.38. Clasificación de las rocas piroclásticas. a. Basados en tipo de material. *Fuente.* Pettijohn (1975) **y b. Basado en el tamaño del material.** *Fuente.* Fisher (1966) – citado en Sánchez (2008).....70

Figura 2.39. Escala granulométrica de Udden–Wentworth. *Fuente.* modificado de Adams et al. (1984) – citado en Montijo (2015).....71

Figura 2.40. Clasificación de rocas silicoclásticas. *Fuente.* Modificado de Pettijohn et al. (1973) – citado en Universidad Complutense de Madrid (2017).....72

Figura 2.41. Selección de granos. *Fuente.* Simpson (1995) – citado en “The Rock Cycle” (2013).....72

Figura 2.42. Redondez y esfericidad de granos. *Fuente.* Powers (1953) – citado en Adams, McKenzie y Guilford (1984).....73

Tabla 2.1. Clasificación y códigos de facies y su respectiva interpretación. Fuente. Modificado de Miall (1996).....75

Tabla 2.2. Clasificación y códigos de elementos arquitecturales, su agrupación de facies, geometría y relaciones características. Fuente. Modificado de Miall (1996).....77

Figura 2.43. Los 8 elementos arquitecturales originales de Miall (1985) a los que se ha agregado el elemento HO (hollow element). Fuente. Miall (2014).....78

Figura 5.1. Contacto de falla entre las formaciones Mitu volcánico y Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca al SE del pueblo de Chahuaybamba (al E de Cangallo). Esta falla basculante presenta un rumbo de N 135° y buzamiento de alto ángulo variable debido al basculamiento hacia el SW......92

Figura 5.2. Riolita rosada lilácea (izquierda) y gris lilácea con tonos marrones (derecha) con fenocristales de plagioclasa y cuarzo pertenecientes a la formación Mitu volcánico......93

Figura 5.3. Estructura de flujo de lavas riolíticas porfiríticas con dirección SW de la formación Mitu volcánico al SE de la ciudad de Cangallo - Ayacucho......93

Figura 5.4. Toba riolítica: blanca, argilizada, con vidrio volcánico de grano fino (hasta 1 mm), matriz soportada, fractura concoidea y dura, perteneciente al Mitu volcánico ubicada al SE de Cangallo. Estas tobas presentan fracturas con rumbo de N 110° y buzamiento 37° SW......94

Figura 5.5. Toba soldada formada por escape de aire entrampada en las cenizas volcánicas. Los clastos corresponden a riolitas porfiríticas del Mitu volcánico......95

Figura 5.6. Secuencia del miembro inferior del Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca. Este afloramiento tiene 22 m de espesor......96

Figura 5.7. La secuencia del miembro inferior del Mitu Sedimentario tiene un rumbo de N125° y buza con 32°SW......97

Figura 5.8. Base del miembro inferior del Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca. Se observa clastos angulosos de riolitas porfiríticas color lila en secuencias Gcm. Derecha (perfil) e izquierda (techo del estrato)......98

Figura 5.9. ARENISCA: rojo grisáceo, grano medio a grueso, ocasionalmente granos muy gruesos y gránulos, menor cantidad de granos finos, 50% fragmentos líticos (rojo grisáceo, algunos grises, escaso marrón rojizo), 40% feldespatos blanquecinos (plagioclasas), 10% cuarzo hialino, pobre selección, subangulosos a angulosos, escasa matriz limolítica roja naranja, cemento silíceo, consolidado, pobre porosidad visual, moderada porosidad visual en partes. Esta muestra pertenece a la matriz de los depósitos coluviales......98

Figura 5.10. Secuencia centimétrica gradual que va de arenisca conglomerática a la base donde predominan los fragmentos líticos y feldespatos (Litoarenita feldespática), pasando por areniscas de grano medio a grueso con predominio de feldespatos plagioclasas y fragmentos líticos (Arcosas líticas) a areniscas muy finas con predominio de cuarzo (cuarzo arenita), todas con escasa matriz limolítica, cemento silíceo, consolidadas (muy duras en los de grano muy fino) y pobre porosidad visual......99

Figura 5.11. Amalgamación de barras coluviales con gradación normal incipiente y clastos angulosos a subangulosos de riolitas porfiríticas......99

Figura 5.12. Secuencia grano estrato decreciente (brechas conglomeráticas - areniscas - lutitas)......100

Figura 5.13. Secuencia de Lutitas limosas FI intercaladas con Litoarenitas en canal CH marrón rojizo de grano medio a grueso, subangulosos a rubredondeados, moderada a buena porosidad visual.....	101
Figura 5.14. Alternancia de arcillitas lutáceas FI con barras de areniscas y areniscas conglomeráticas Sm-Gcg con base erosiva.....	101
Figura 5.15. Secuencias de areniscas muy finas (subarcosas - sublitoarenitas) rojas grisáceas - lilas gradando a limolitas rojas.....	102
Figura 5.16. Arcillita limosa roja grisácea y Litoarenita marrón rojiza media-gruesa en lentes de arena.....	102
Figura 5.17. Barras de areniscas CH-Sm sobre arcillitas limosas FI rojas grisáceas en la parte media-superior del afloramiento.....	103
Figura 5.18. Secuencia de brechas conglomeráticas monomíticas con matriz de Litoarenita al tope del afloramiento del miembro inferior del Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca.....	104
Figura 5.19. Fallas normales sinsedimentarias en el miembro inferior del Mitu sedimentario con dirección de extensión N 140°, 80° SW.....	105
Figura 5.20. Secuencia grano decreciente con gradación normal Gcg - Sm.....	106
Figura 5.21. Secuencia grano creciente con gradación inversa Sm - Gci.....	107
Figura 5.22. Olistolito de 2m de diámetro a la base de una secuencia Gcg.....	107
Figura 5.23. Al tope de la secuencia se observan limolitas calcáreas P con tonos amarillos y rojizos.....	108
Figura 5.24. A la base de las limolitas calcáreas con tonos amarillos y rojizos se observa niveles fluviales Gcg.....	108
Figura 5.25. Formación Mitu sedimentario con sus dos miembros (inferior y superior).....	109
Figura 5.26. Secuencia fluvial del miembro superior del Mitu sedimentario en el puente Irimpay a 1.2 Km al SW de la ciudad de Cangallo.....	109
Figura 5.27. Llanura de inundación FI y base erosiva de canal Gp.....	110
Figura 5.28. lentes de arenisca Sh (izquierda) y conglomerados Gcm (derecha).....	110
Figura 5.29. ARENISCA: marrón claro a oscuro (beige), predominantemente grano medio a grueso, ocasionalmente muy grueso (fragmentos líticos y feldespáticos), frecuente granos de cuarzo hialino muy fino a fino. Selección muy pobre, subangular, frecuente subredondeado a redondeado, abundante matriz limosa, cemento no calcáreo, moderadamente consolidado a consolidado, pobre porosidad visual. Esta muestra pertenece a una barra de arena.....	111
Figura 5.30. Secuencias yesíferas previos a la entrada del Grupo Pucará.....	111
Tabla 5.1. Datos de dip y dip direction de conglomerados del miembro superior del Mitu sedimentario tomados en el puente Irimpay (591250 m E, 8492060 m N – Datum WGS 84).....	112
Figura 5.31. Simulación de la corrección del dip y dip direction de un canto rodado del miembro superior del Mitu sedimentario (color azul) al horizontalizar el estrato (color	

gris) con buzamiento de 40° utilizando AutoCAD 2016. Se observa que la dirección de imbricación del canto rodado cambia drásticamente al realizar el proceso..... 113

Tabla 5.2. Datos de dip y dip direction corregidos a la horizontal de conglomerados del miembro superior del Mitu sedimentario.....114

Figura 5.32. Distribución de probabilidades de 90 cantos rodados del miembro superior del Mitu sedimentario en Cangallo. Se observa la mayor densidad de puntos en el intervalo del área sombreada (290°-360°).....115

Tabla 5.3. Datos de dip y dip direction corregidos a la horizontal de conglomerados del miembro superior del Mitu sedimentario.....115

Figura 5.33. Representación de planos y polos en el software Dips 6.2 de 46 cantos rodados del miembro superior del Mitu sedimentario en el área de Cangallo – Ayacucho.....116

Figura 5.34. Plano promedio (curva azul) y dip direction opuesto (flecha negra) indicando la dirección promedio (N 144°) de la paleocorriente del miembro superior del Mitu sedimentario en el área de Cangallo - Ayacucho.....116

Figura 5.35. Falla normal basculante (línea entrecortada en rojo) con su respectiva ciclográfica mostrando la dirección de extensión NE-SW en la quebrada Puca Puca al SE de Chahuaybamba.....117

Figura 5.36. Mapa geológico generalizado de la región de Cangallo donde se observa la dirección NW-SE de las riolitas del Mitu volcánico (flecha negra entrecortada). *Fuente.* Quispesivana y Navarro (2002).....118

Figura 5.37. Depósitos coluviales centimétricos previos al depósito coluvial principal en la quebrada Puca Puca al SE de Chahuaybamba.....118

Figura 5.38. Reconstrucción paleogeográfica del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho. 1. Fallamiento NW-SE del basamento (Granito San Miguel-Ongoy), vulcanismo riolítico y procesos coluviales de NE a SW, 2. Reactivación de la falla afectando a las riolitas, intensificación de los coluvios interrumpidos por cortos procesos fluviales, 3. Disminución del proceso fluvial generando depósitos someros de agua locales en clima árido, 4. Intensificación del proceso fluvial de NW a SE..... 119

Figura 5.39. Columna estratigráfica en la quebrada Puca Puca. Facies (1. Barras de brechas conglomeráticas, 2. Barras areniscosas-microconglomeráticas, 3. Llanuras de inundación)..... 120

Figura 5.40. Columnas estratigráficas del Mitu sedimentario al SW de la ciudad de Cangallo en la margen izquierda del río Pampas (izquierda, A-A') y en el puente Irimpay (derecha, parte superior de la secuencia B-B')..... 121

Figura 6.1. Variedad de especies vegetales en la quebrada Puca Puca: tunas, molles, cabuyas, sancay, muña, retama, grama y otros.....123

Figura 6.2. Curso de agua esporádico erosionando al Grupo Mitu y desembocando en el río Pampas al SW de la ciudad de Cangallo.....124

Figura 6.3. Deslizamiento de tobas y areniscas tobáceas (flechas negras) influenciada por la falla Mitu reactivada en la quebrada Chiuta.....125

Figura 6.4. Deslizamiento de tobas y areniscas tobáceas conglomeráticas producto de fallas en el área, entre ellas fallas Mitu reactivadas en la quebrada Puca Puca.....126

RESUMEN

El Grupo Mitu en el área de Cangallo – Ayacucho es notable por sus secuencias sedimentarias y volcánicas, y el presente estudio tiene por objetivo determinar cómo la tectónica influyó en su formación; para ello se tomaron muestras y datos de campo para caracterizar sus facies y saber cual es su relación con la tectónica.

El Grupo Mitu en el área de estudio fue dividido en dos formaciones: el Mitu volcánico y el Mitu sedimentario; la formación Mitu volcánico está formada por riolitas porfiríticas lilas y tobas riolíticas blanquecinas, y la formación Mitu sedimentario está formada por dos miembros de acuerdo a su naturaleza: miembro inferior, de coloración lila y rojiza, caracterizada por brechas conglomeráticas (depósitos coluviales) con intervalos de arcillitas limosas (llanuras de inundación) y localmente con conglomerados (secuencias fluviales) y limolitas areniscosas calcáreas rojizas y amarillentas con yeso en partes (depósitos en aguas someras en clima árido); y miembro superior, de coloración gris – beige, formado por conglomerados fluviales con barras de areniscas y llanuras de inundación. Al tope de este miembro se observan depósitos métricos de yeso.

Los depósitos coluviales en la quebrada Puca Puca buzan hacia el SW y suprayacen en contacto de falla a la formación Mitu volcánico, observándose que los coluvios se transportaron por la superficie de falla. Estos depósitos coluviales presentan fallas normales sinsedimentarias N 140°, evidenciando el carácter extensional durante su depositación.

Se tomaron datos de paleocorrientes, los cuales fueron corregidos usando el software Autocad 2016, luego depurados mediante una curva de probabilidades en Excel 2016 y luego se obtuvo la dirección inversa al buzamiento de los cantos rodados usando el software Dips 6.2, dando una dirección promedio de N 144° para los depósitos fluviales cerca al puente Irimpay al SW de la ciudad de Cangallo.

Se utilizó el software Faultkin para crear la ciclográfica con la dirección de esfuerzos de las fallas Mitu (extensión NE-SW), obteniendo un dip direction

promedio de N 225°, el cual es la dirección de paleocorriente de los coluvios, esta dirección es casi perpendicular a la dirección de la paleocorriente de las secuencias fluviales (N 144°) del miembro superior de la formación Mitu sedimentario.

Al comparar la dirección de las fallas Mitu (N 135°), se observa que coincide con la dirección NW-SE de la cordillera oriental (eje del rift del Mitu según Sempere et al., 1999 y Panca, 2010), sumándose como prueba adicional, al menos, que corresponde regionalmente a la misma dirección de extensión.

Se crearon block diagrams mostrando la paleogeografía de la época en el cual se concluye que las fallas extensivas en dirección NE-SW generaron espacios, primero como canal para el vulcanismo riolítico (lavas y tobas de la formación Mitu volcánico) y luego para el depósito de facies coluviales y fluviales perpendiculares entre sí (formación Mitu sedimentario).

Finalmente se analizaron los impactos ambientales del Grupo Mitu en el área de Cangallo, tales como la generación de suelos fértiles, la inserción de iones Fe a los ríos Pampas y Macro durante las lluvias y la influencia de las fallas Mitu reactivadas producto de la tectónica andina en la generación de deslizamientos de formaciones tobáceas suprayacentes.

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

1.1 Situación Problemática

La provincia de Cangallo, ubicada a una altitud de 2570 msnm, a 100 km al sur de la ciudad de Ayacucho (Figura 1.1) y a 598 km de la ciudad de Lima (ver ANEXO I), se encuentra en el valle interandino del Río Pampas (Figura 1.2), geológicamente se ubica al lado occidental de la estructura del Geoanticlinal del Maraón, área donde podemos observar regionalmente unidades estratigráficas que van desde el Paleozoico hasta el Cuaternario (Figura 1.3 y ANEXO II), con importantes interrupciones estratigráficas, producto de las orogenias hercínica y andina (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996).

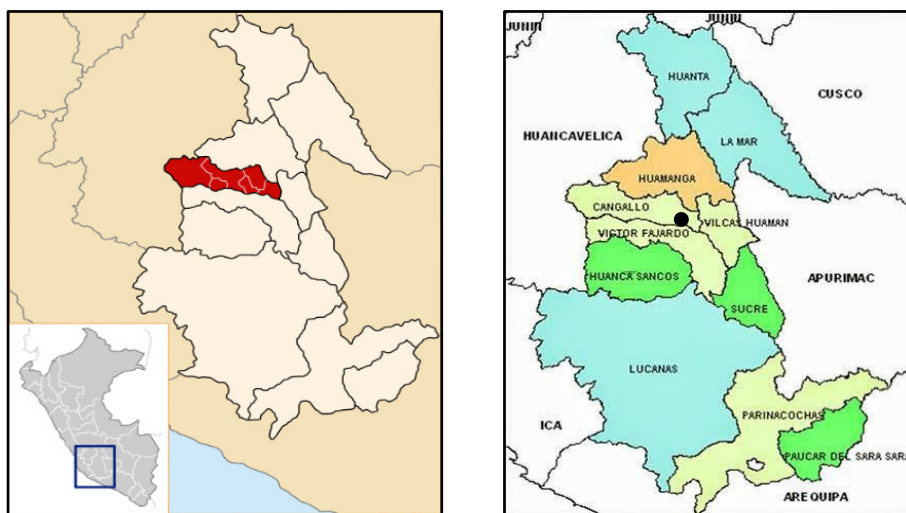


Figura 1.1. Ubicación de la ciudad de Cangallo (círculo negro) en el departamento de Ayacucho. Fuente. Turismo Ruta Perú (2013).



Figura 1.2. Ciudad de Cangallo ubicada en la margen izquierda del río Pampas. En la parte lateral de la imagen (derecha e izquierda) se observa afloramientos del Grupo Mitu de color rojizo.

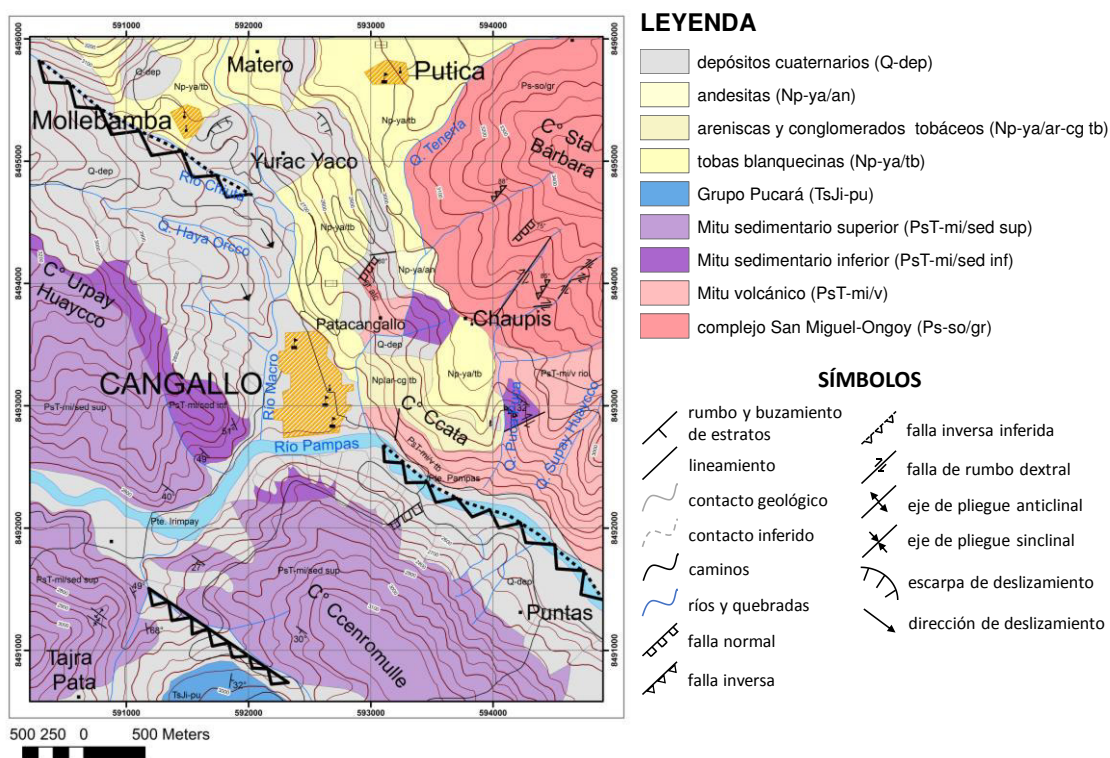


Figura 1.3. Mapa geológico de la región de Cangallo donde se muestra la ubicación del área del presente estudio.

El Grupo Mitu es la unidad estratigráfica dominante en el área (Figuras 1.2 y 1.3), el cual fue definido por Mc Laughlin (1924) en los alrededores de Mitu, distrito de Goyllarisquizga, provincia Daniel Alcides Carrión, Pasco, como areniscas rojizas y grises cubierta por un conglomerado arenoso, lutita, derrames volcánicos y piroclásticos riolíticos a andesíticos (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996); sin embargo, en el área de Cusco, el Grupo Mitu ha sido dividido en dos formaciones: Pisac (se compone de un nivel volcánico sobre la cual se encuentran secuencias grano estrato crecientes de brechas y conglomerados, intercalados con limolitas y areniscas rojas) y Pachatusan (conformada de brechas, aglomerados y coladas de lavas basálticas, aunque también presentan riolitas e ignimbritas. Estas rocas volcánicas se intercalan con rocas sedimentarias de conos coluviales y areniscas fluviales) (Candia y Carlotto, 1985; Mendivil y Dávila, 1994 – citados en Carlotto, Cárdenas y Carlier, 2011).

Debido a que el Grupo Mitu presenta diversos arreglos litológicos, entre volcánicos y sedimentarios de acuerdo al área donde se encuentre, el presente trabajo estudiará la influencia de la tectónica en la formación de las facies del Grupo Mitu aflorantes en el área de Cangallo – Ayacucho.

1.2 Formulación del Problema

1.2.1 Problema General

¿Cuál fue la influencia de la tectónica en la formación de las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho?

1.2.2 Problemas Específicos

1. ¿Cuál fue el escenario tectónico regional en el que se desarrollaron las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho?
2. ¿Cuáles son las facies del Grupo Mitu influenciados por la tectónica en el área de Cangallo-Ayacucho?

3. ¿Qué tipo de tectonismo sinsedimentario afectó a las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho?

1.3 Justificación Teórica

Este trabajo de investigación se realiza con el propósito de aportar conocimiento sobre la tectónica y las facies aflorantes del Grupo Mitu en el área de Cangallo – Ayacucho.

1.4 Justificación Práctica

Esta investigación se realiza para saber como la tectónica y las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo – Ayacucho impactan al medio ambiente.

1.5 Objetivos de la Investigación

1.5.1 Objetivo General

Determinar la influencia de la tectónica en la formación de las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho.

1.5.2 Objetivos Específicos

1. Analizar la tectónica regional en el que se desarrollaron las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho.

2. Caracterizar las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo - Ayacucho asociadas al tectonismo.

3. Analizar la tectónica sinsedimentaria del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho.

CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO

2.1 Marco Filosófico de la Investigación

Todo ser humano de un modo u otro investiga, aunque no siempre se tenga conciencia de ello. A los científicos les interesa conocer el marco de trascendencia de su actividad, el valor que poseen sus investigaciones, el reconocimiento intelectual que tienen, así como el grado de veracidad de sus descubrimientos (Guadarrama, 2008), y los ingenieros geólogos no somos la excepción.

Es ese sentido, los ingenieros geólogos estamos motivados a esclarecer muchas interrogantes con las que nos encontramos día a día en nuestras actividades; y la Tectónica es una de ellas. Si nos damos cuenta la Tierra es un ente viviente, el cual busca el equilibrio constante de sus partes (placas tectónicas) mediante la deriva continental, el cual es causado por procesos endógenos. Al considerar la tectónica como un proceso que influye primariamente en la geomorfología que apreciamos en los distintos paisajes, es lógico pensar que también influye en los procesos externos al generar zonas positivas y negativas que condicionan el área de acción de los agentes erosivos, y así encontrar facies características en los diferentes escenarios tectónicos. Entonces el trabajo consistirá en encontrar pruebas suficientes de cómo la tectónica influyó en la formación de facies del Grupo Mito en el área de Cangallo-Ayacucho, y así comprobar las hipótesis y lograr los objetivos planteados; pero si las observaciones experimentales adecuadas revelan como falsos esos enunciados, las hipótesis serán refutadas. Por lo planteado anteriormente, el presente trabajo se ubica dentro de la corriente filosófica de Karl Popper: El Falsacionismo. Además se utilizará el método científico como forma de obtener conocimiento en base a lo empírico y verificable, enmarcándose dentro de la corriente filosófica del Círculo de Viena: El Neopositivismo.

2.2 Antecedentes de la Investigación

Gregory (1916) describe con el nombre de Formación Pachatusan, a una secuencia de conglomerados volcánicos y areniscas de 600 m de grosor, reconocidos en la localidad homónima, en la provincia del Cusco (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996). Posteriormente Mc Laughlin (1924), describió una secuencia de areniscas rojizas y grises, con un conglomerado arenoso suprayacente, ubicada en los alrededores de la localidad de Mitu en la provincia de Pasco en el Perú. La edad asignada inicialmente fue Carbonífero, datándose finalmente como Pérmico. El mismo autor reconoce en la localidad de Yauli, dentro de la misma provincia de Pasco, una fase volcánica de 760 m de espesor, ubicada sobre las sedimentitas Mitu, denominándole Volcánico Santa Catalina (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996). Newell et al. (1952) agrupa a la sucesión de sedimentitas y volcánicos descritos por Mc Laughlin, asignándole una edad Permiano medio a superior (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996).

Salazar (1983) confirma lo estudiado por Mc Laughlin como Mitu en los alrededores de la localidad de Morococha y en el “Domo Yauli-San Cristóbal”, describieron como miembro inferior a la secuencia de rocas clásticas rojizas de facies continentales, compuesta por areniscas, conglomerados y brechas volcánicas; y como miembro superior a los Volcánicos Catalina constituidos por derrames lávicos de dacita y andesita de color gris a verde que intemperizan a marrón, así como brechas y conglomerados volcánicos; sin embargo, menciona que al sureste de Morococha existe una unidad arenosa y conglomerádica, de color rojizo de unos 200 m de espesor, que yace sobre dichos volcánicos (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996).

Palacios, Klink et al. (1991), consideran que la sucesión de capas rojas y la serie volcánica que le sobreyace, forman secuencias litológicas muy distintivas, no unificables, restringiendo el Grupo Mitu a la secuencia clástica, denominando como Grupo Iscay a la secuencia volcánica-volcánico clástica; sin embargo, la existencia de una unidad areno conglomerádica mencionada por Salazar encima de la secuencia volcánica indicaría una facies

sedimentaria cíclica, repetitiva del miembro inferior, lo que obligaría - de seguir el criterio de los citados autores-, a establecer una nueva unidad estratigráfica, o en todo caso, considerar dentro del Grupo Mitu - respetando su nombre por razones de nomenclatura estratigráfica-, la existencia de tres miembros según el Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET) (Asociación LAGESA – C.F.G.S., 1996).

La Asociación LAGESA – C.F.G.S. (1996) en “Geología de los cuadrángulos de Huancapi, Chincheros, Querobamba y Chaviña”, en la cual está ubicada el área de Cangallo, menciona:

El Grupo Mitu en el área de interés está constituida principalmente por areniscas de color rojizo, de grano fino a medio, intercaladas con conglomerados rojo amarillento, con clastos de granito rosado a veces gneisoidal, calizas y cuarcitas, englobados dentro de una matriz areniscosa de color gris rojizo. En algunas partes se encuentran niveles de lutitas y arcillas rojas, estratos delgados de calizas lacustrinas de color amarillento y esporádicos niveles de tobas rosadas y andesitas de tonos rosados y rojizos muy alterados. En la parte inferior de la secuencia, predominan los conglomerados polimícticos con clastos de 40 a 80 cm de diámetro.

En la Geología del cuadrángulo del Cusco, Carlotto et al. (2011) separa el Grupo Mitu en dos formaciones (Figura 2.1):

- **Formación Pisac:** se compone de un nivel volcánico, sobre el cual se encuentran secuencias grano estrato crecientes de brechas y conglomerados intercalados con areniscas y limolitas rojas. Los conglomerados contienen clastos de calizas con fusulinas, volcánicos y cuarcitas. Estas secuencias han sido interpretadas como originadas por conos aluviales, relacionadas a una tectónica sinsedimentaria intra-Mitu (Carlotto et al., 1988 - citados en Carlotto et al., 2011). Igualmente, esta unidad aflora en el núcleo del anticlinal de Rondobamba, donde resalta la presencia de niveles rojos de limolitas y lutitas de ambiente lacustre y llanura de inundación, intercalados con conglomerados aluviales. En los

conglomerados del anticlinal de Rondobamba aparecen clastos de cuarcitas y gneises, lo que indica que un substrato antiguo se hallaba expuesto a la erosión durante la depositación de la Formación Pisac. El espesor de la unidad varía entre 200 y 400 m.

Recientemente, trabajos de colaboración entre la Universidad de Ginebra y el INGEMMET han permitido obtener edades en zircones detríticos para el Grupo Mitu de las regiones Abancay-Cusco-Sicuani. Así, los espectros de zircones detríticos de las areniscas del Grupo Mitu cerca de la ciudad de Abancay (13.6°S; 72.9°O) indican edades de 225 Ma que se interpreta como el inicio de la sedimentación de esta unidad (Reitsma et al., 2010 – citados en Carlotto et al., 2011). La edad de base del Grupo Mitu es confirmada por otra datación U-Pb de 234 Ma para zircones de lava riolítica ubicada cerca de la ciudad de Sicuani (14.3°S; 71.2°O; Reitsma et al., 2010 – citados en Carlotto et al., 2011). Una toba riolítica con pobre control estratigráfico fue datada en 226 ± 10 Ma en la misma zona (Miskovic et al., 2009). Dataciones radiométricas en el cuadrángulo de Ayaviri de un dique o colada riolítica infrayaciendo a la Formación Huancané (Neocomiano), dan una edad K/Ar sobre biotitas de 236 ± 6 Ma (Sempere et al., 2002 - citado en Carlotto et al., 2011). Aunque todas estas edades no corresponden al cuadrángulo de Cusco, regionalmente podemos ver que la base del Grupo Mitu - y en este caso de la Formación Pisac - se halla aproximadamente en 230 Ma. Es decir, la sedimentación y vulcanismo en un contexto de rift continental comenzó en la región en el Triásico superior y no en el Pérmico superior, como se consideraba anteriormente (Marocco, 1978; Candia y Carlotto, 1985; Carlotto, 1998 - citados en Carlotto et al., 2011).

- **Formación Pachatusán:** La unidad está constituida por brechas, aglomerados y coladas volcánicas de basaltos, aunque también se presentan riolitas e ignimbritas. Estas rocas volcánicas se intercalan con rocas sedimentarias, caracterizándose por su color rojo violáceo (“concho de vino”) que permite reconocerlas rápidamente en el campo. Los basaltos que muchas veces se presentan como espilitas parecen constituir su parte más importante. La Formación Pachatusan se

caracteriza además por la presencia de conglomerados de conos aluviales y areniscas fluviales que están intercalados con las rocas volcánicas. El espesor de esta unidad varía entre 300 y 500 m. Muestras de zircones en una secuencia de areniscas cerca de Pisac, en el límite sur del cuadrángulo de Calca, dan una edad de 177 Ma (Reitsma et al., inédito - citados en Carlotto et al., 2011). En consecuencia la parte superior de esta unidad, y por lo tanto del Grupo Mitu, llega hasta el final del Jurásico inferior y tal vez al Jurásico medio.

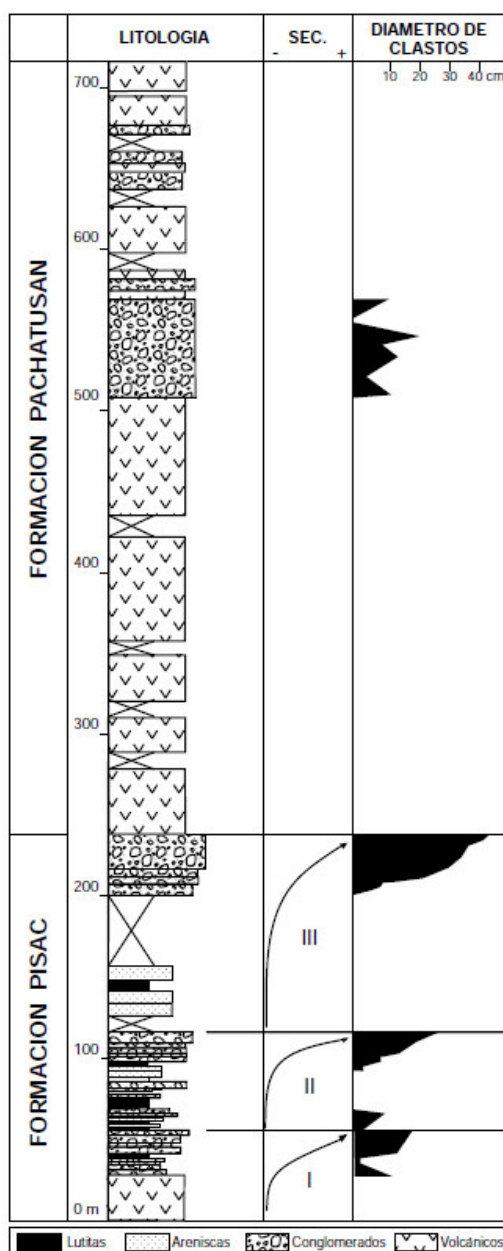


Figura 2.1. Columna estratigráfica del Grupo Mitu levantada en Pillahuara, cuadrángulo de Calca, cerca del límite con el cuadrángulo de Cusco. Fuente. Modificado de Carlotto (1998) – citado en Carlotto et al. (2011).

En la Cordillera Oriental del Perú se reconoce el rifting Pérmico tardío-Triásico (Laubacher, 1978; Noble et al., 1978; Mégard, 1978, Dalmayrac et al., 1980; Rosas y Fontboté, 1995; Rosas et al., 1997; Jacay et al., 1999 – citados en Sempere et al., 1999) y demostró haberse extendido a Bolivia en el Jurásico (Sempere et al., 1998 – citados en Sempere et al., 1999). La zona de rifting parece coincidir con eje de la cordillera oriental de ambos países (Sempere et al., 1999). El rifting produjo grabens subsidentes, en el cual los depósitos aluviales rojos del Grupo Mitu y volcánicos acumulados sobre estratos del Paleozoico tardío generaron un hundimiento térmico que progresivamente extendió la cuenca (Sempere et al., 1999). Rocas volcánicas de predominancia alcalina fueron eruptadas en relación con los plutones emplazados en profundidad. Plutones de la cordillera oriental del sur del Perú tienen características similares a las del Graben de Oslo, un sistema de rift abortado en Noruega (Kontak et al., 1985 – citados en Sempere et al., 1999). La mayoría de los plutones son cortados por diques básicos.

Paleoambientes del Grupo Mitu incluyen abanicos aluviales, ríos y lagos (asociados a playas). En áreas del sur, estratos continentales rojos se superponen a flujos volcánicos, que a su vez se superponen a la Formación Ene (=Vitiacua, = Chutani en Bolivia) del Pérmico tardío-Triásico. Los rellenos de los grabens contemporáneos incluyen una unidad basal, generalmente no mayor de unas decenas de metros de espesor, consistente de areniscas pálidas aluviales y/o conglomerados rojizos que es superpuesto transicionalmente por una gruesa unidad de mudstone rojo de origen aluvial a lacustrino. Esta sucesión es posdatada por la Formación Ravelo fluvio-eólica conformada por areniscas asociadas localmente con basaltos. También fueron encontradas en la Formación Huancané inferior al noroeste del lago titicaca (Newell, 1949 – citado en Sempere et al., 1999) y en la Formación Caycay del área del Cusco (Carlotto, 1998 – citado en Sempere et al., 1999). En el oriente peruano, estratos aluviales rojos y eólicos (Formación Sarayaquillo) gradan hacia el oeste a los carbonatos de la Formación Pucará, que reflejan una transgresión que inició en el Noriano y progresó de norte a sur siguiendo el eje del rift del Mitu (Mégard, 1978; Rosas et al., 1997; Sempere et al., 1998 – citados en Sempere et al., 1999). Los basaltos de placa

interna comúnmente ocurren en el Grupo Pucará (Rosas et al., 1997 – citados en Sempere et al., 1999).

Panca (2010) en su artículo “Late Paleozoic Sedimentation and Volcanism in the Central Andes: Geotectonic Setting and Stratigraphy” menciona:

Las investigaciones actuales en el sur de Perú y Bolivia muestran que las cuencas bolivianas del Mesozoico estaban conectadas principalmente a cuencas peruanas, y no a cuencas meridionales, argentino-chilenas. La reconstrucción del sistema de rift muestra que se divide en dos ramas a aproximadamente 19° S (Figura 2.2). La “Rama Entre Ríos” del sureste se extiende hasta el cinturón subandino del Chaco y termina en la zona fronteriza Bolivia-Argentina. Al sur, la “Rama Tupiza” de rumbo $N10^{\circ}E$ y al parecer se extiende hasta la puna Argentina.

La Figura 2.3 nos recuerda el sistema de rift del Mar Rojo que hacia el norte se divide en el actual inactivo Golfo de Suez y al activo rift Golfo de Aqaba (Panca, 2010).

En el Perú, la sedimentación continental y el vulcanismo del Paleozoico Tardío está representado por el Grupo Mitu, que se conoce principalmente en la cordillera oriental del centro y sur del Perú y acumulados en los grabens subsidentes, reflejando el rift del Permo-Triásico (Kontak et al., 1985 – citados en Panca, 2010). En los grabens producidos por el rifting, los estratos del Paleozoico Tardío, generalmente se conservaron debajo del Grupo Mitu, mientras que las zonas más positivas fueron erosionadas. El magmatismo intenso ocurría comúnmente en profundidad bajo los grabens, y las rocas volcánicas y plutónicas predominantemente alcalinas apuntan a una edad del Pérmico-Jurásico medio para el rifting (Panca, 2010).

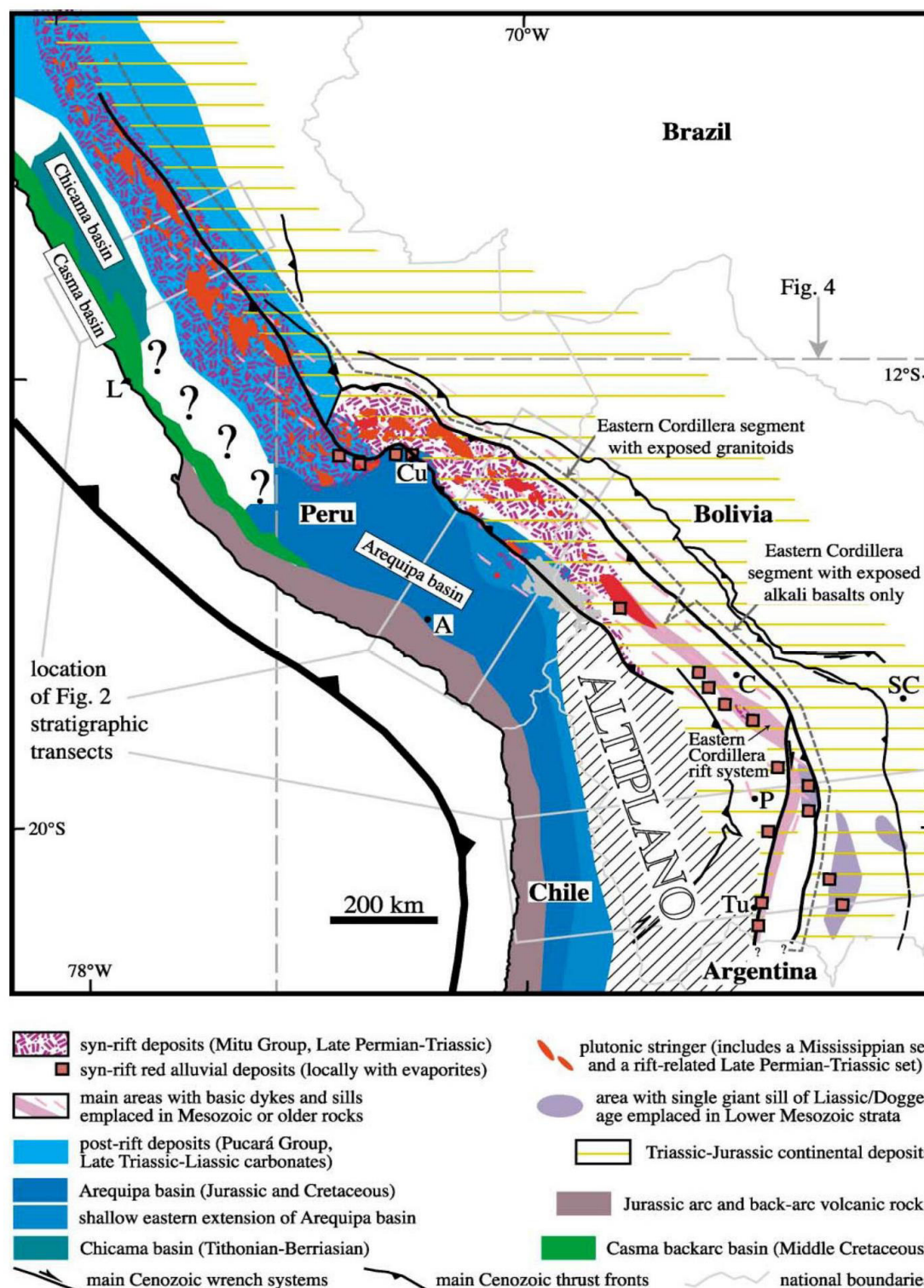


Figura 2.2. Sinopsis de los principales elementos geológicos del Mesozoico de Perú y Bolivia. El eje del sistema de rift Pérmico tardío-Jurásico medio es definido por ocurrencias del Grupo Mitu, granitoides coetáneos y enjambres de diques básicos que coinciden aproximadamente con el eje de la cordillera oriental de Perú y Bolivia. Localidades: A: Arequipa, C: Cochabamba, Cu: Cusco, L: Lima, P: Potosí, SC: Santa Cruz, Tu: Tupiza. Fuente. Sempere et al. (2002) – citados en Panca (2010).

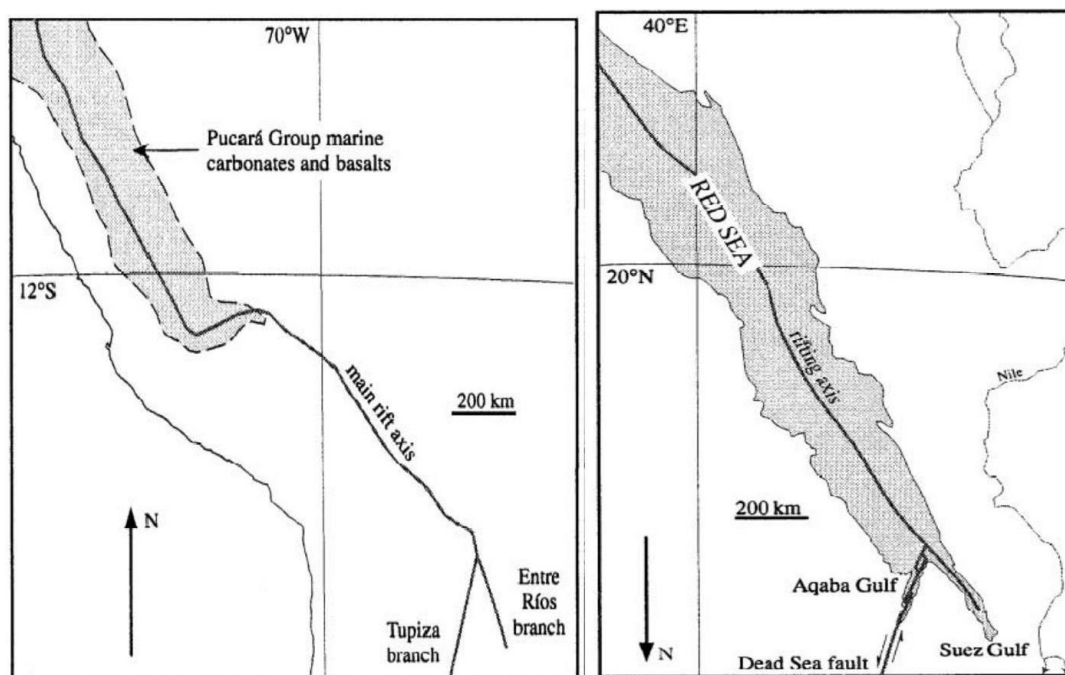


Figura 2.3. Comparación entre las geometrías de los mapas del sistema de rift del Mar Rojo y el sistema de rift Pérmico tardío-Jurásico medio de los andes centrales (ahora invertido y acortado). Las ramas de los ejes del rift es observado en ambos casos. Fuente: Sempere et al. (2002) – citados en Panca (2010).

➤ **Controles de la Sedimentación del Paleozoico Tardío**

Controles alocíclicos, tales como tectonismo, magmatismo, cambios en el nivel del mar y clima, ejercieron control considerable sobre la evolución sedimentológica y paleogeográfica de la cuenca del Paleozoico tardío (Dalmayrac et al., 1980; Bahlburg y Breitzkreuz, 1991; Gohrbandt, 1992; Sempere, 1993 – citados en Panca, 2010).

Desde el Pensilvaniano Temprano hasta el Cisuraliano Temprano, la actividad tectónica disminuyó considerablemente en las cuencas relacionadas con el arco, y un período de quietud tectónica parece haber dominado en las cuencas de retroarco (Limarino, 2006 – citado en Panca, 2010). A partir del Carbonífero Tardío, el vulcanismo comenzó a expandirse a lo largo de las zonas más occidentales, formando sucesiones volcánicas-volcanoclásticas muy gruesas como las reportadas por el Grupo Peine (Bahlburg y Breitzkreuz, 1991 – citados en Panca, 2010), la Formación Collahuasi y la Formación Punta del Agua. El origen de este vulcanismo es una cuestión clave que debe abordarse, pero los estudios geoquímicos modernos parecen relacionarlo con la formación de una nueva margen activa relacionada con el arco. Hacia el

este en las cuencas de retroarco, el vulcanismo fue menos importante o inexistente y la transición de condiciones glaciales a postglaciales, junto con variaciones en el nivel del mar, fueron los controles de sedimentación más importantes. Los movimientos tectónicos limitados en el área cratónica durante el Sakmario-Artinskiano fueron descritos en la Formación Río Bonito (Holz, 2003 – citado en Panca, 2010).

Durante la actividad tectónica del Cisuraliano Tardío, representada por la fase tectónica de San Rafael, estuvo estrechamente asociada con el vulcanismo a lo largo de las cuencas relacionadas con el arco (Llambías, 1999; Gonzalez Bonorino, 1991 – citados en Panca, 2010). Este vulcanismo jugó un papel principal como control de la extensión y la sedimentación, produciendo cambios paleogeográficos muy importantes. En algunos casos, los sedimentos fueron reemplazados por flujos volcánicos, pero en otros, los depósitos marinos de grano fino fueron cubiertos por secuencias volcanoclásticas de grano grueso formadas en las estribaciones de las cadenas volcánicas o durante las etapas intereruptivas. El tectonismo extensional, aparentemente comenzó a establecerse en las cuencas relacionadas con el arco y en las cuencas de retroarco cercanas al Pérmico Tardío (Figura 2.4), favoreciendo la reactivación local en la sedimentación y el magmatismo extensional (Kontak, 1985; Llambías, 1999 – citados en Panca, 2010).

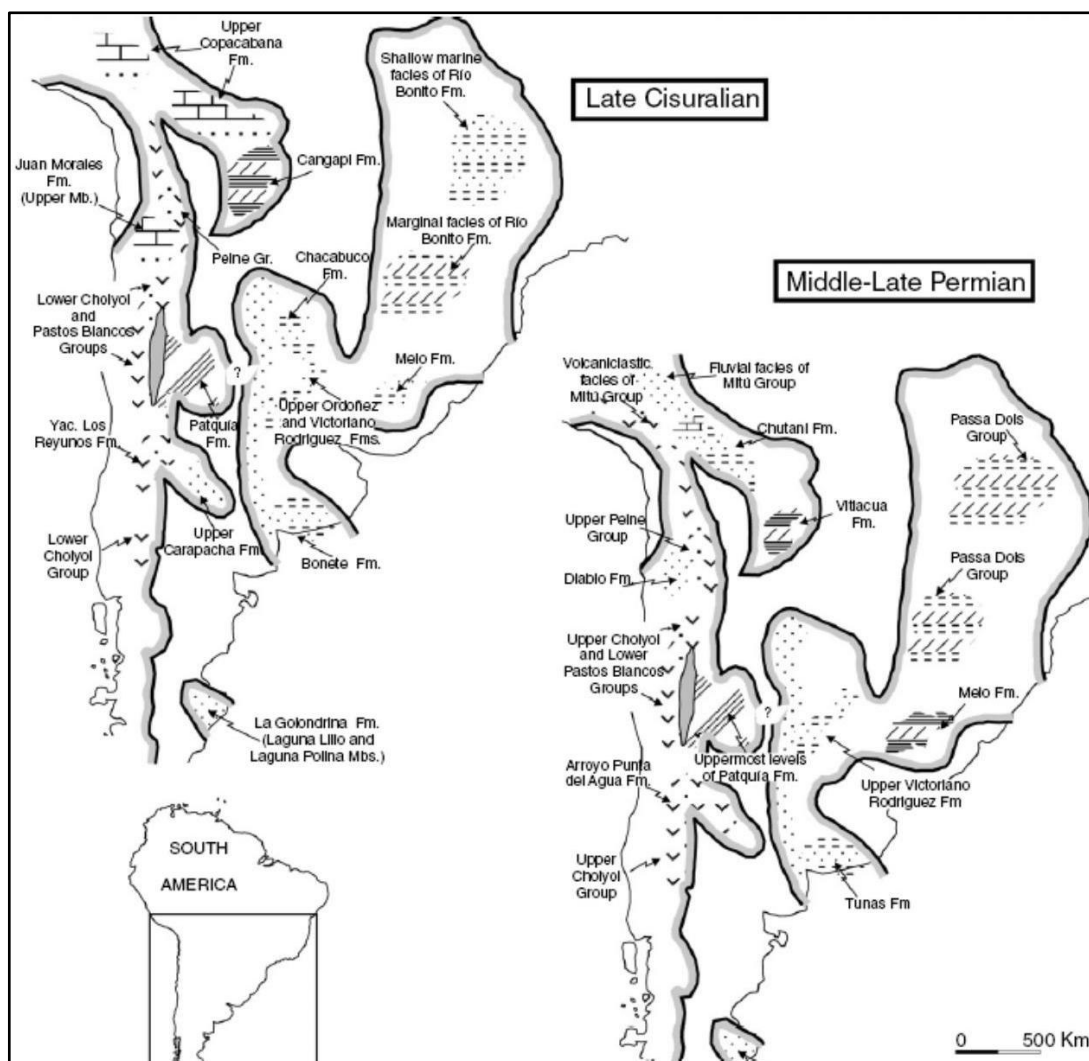


Figura 2.4. Evolución paleogeográfica sugerida del sur de América del Sur durante el Pérmico. Fuente: Limarino et al. (2006) – citados en Panca, 2010.

➤ Estratos y Deformación Pre Rift

El comúnmente >500 m de espesor del Pensilvaniano-Pérmico temprano (Grupo Tarma- Copacabana) se depositó antes del rifting, y forma una unidad guía, ya que se conserva con frecuencia en los grabens del Mitu. Son de origen marino somero y consta de calizas fosilíferas y en menor proporción de areniscas, lutitas negras y calizas chertificadas. Al sureste, en la faja subandina del Chaco y las tierras bajas de Bolivia, la plataforma carbonatada del Grupo Copacabana pasa a areniscas de origen eólico y fluvial de la Formación Cangapi (Sempere, 1995 – citado en Panca, 2010).

Las formaciones Vitacua y Chutani, Bolivia, y la Formación Ene, Perú, representan los depósitos marinos restringidos que corresponden al rifting

temprano. La Formación Vitacua del sur de Bolivia se compone de lutitas negras, carbonatos silíceos (principalmente calizas y dolomitas chertificadas), mudstones rojos oscuros y areniscas subordinadas, que forman en general una sucesión somera hacia el tope. Las lutitas negras marinas son características de la Formación Vitacua inferior, mientras que los carbonatos ricos en chert son especialmente comunes en la parte superior de la unidad (Sempere et al., 1992 - citados en Panca, 2010). La Formación Vitacua se superpone a las areniscas fluvio-eólicas de la Formación Cangapi con una rápida transición (marcando una transgresión), y está fuertemente recubierta por estratos rojos continentales dominados por arcillitas con contenido de yeso de la Formación Ipaguazú. En Perú, la Formación Ene muestra facies similares a las formaciones Vitacua y Chutani. En particular la parte inferior de la Formación Ene consiste predominantly de lutitas negras ricas en materia orgánica del Pérmico tardío. En dos localidades cercanas al eje del rift del Mitu, estas lutitas negras se superponen en conformidad y cambian hacia arriba a carbonatos silíceos y/o areniscas marino someras a fluviales o eólicas; esta sucesión continua está a se vez superpuesta en conformidad por rocas volcánicas alteradas y estratos rojos (incluyendo arcillitas, areniscas y yeso) que reresentan la facies local del Grupo Mitu (Carlotto et al., 2000 - citados en Panca, 2010). La Formación Ene está extendida en la faja subandina y en las tierras bajas del Perú, es decir, al este del sistema del rift del Mitu (Mathalone y Montoya, 1995 - citados en Panca, 2010).

Las lutitas negras que caracterizan las partes bajas de las formaciones Vitiacua, Chutani y Ene representan una transgresión marina en el Pérmico Superior, que también está representada por unidades en la cuenca del Paraná, Brasil, y la cuenca Karoo, Sudáfrica (Sempere et al., 1992; Tankard et al., 1995 - citados en Panca, 2010). Es probable que esta transgresión generalizada se haya extendido sobre una región muy amplia de Gondwana occidental, pero también fue contemporánea con la etapa temprana del magmatismo del rift del Mitu (Figura 2.4). En el sur de Perú, las calizas que contienen fusulínidos del Pérmico Tardío son localmente intercalados con estratos rojos del Grupo Mitu (Laubacher, 1978 - citado en Panca, 2010),

demonstrando que hubo inundaciones marinas dentro de algunos grabens del rift del Mitu.

Las formaciones Vitacua, Chutani y Ene sobreyacen en conformidad al Grupo Copacabana y, dado su edad, aparece como marino restringido en tiempo equivalente de los antiguos depósitos sin-rift del Mitu, mientras que son anteriores a los depósitos más jóvenes del sin-rift del Mitu, ya que están cubiertas por estratos rojos del Mitu o Mitu equivalentes (Figura 2.5). Dada la edad aproximada del Triásico Medio de la parte superior de estas unidades marinas restringidas, el rifting del Mitu parece haber sido doble, con una primera etapa que abarca el Pérmico Tardío al Triásico Temprano?, y una segunda etapa que comienza en el Triásico Medio (Panca, 2010).

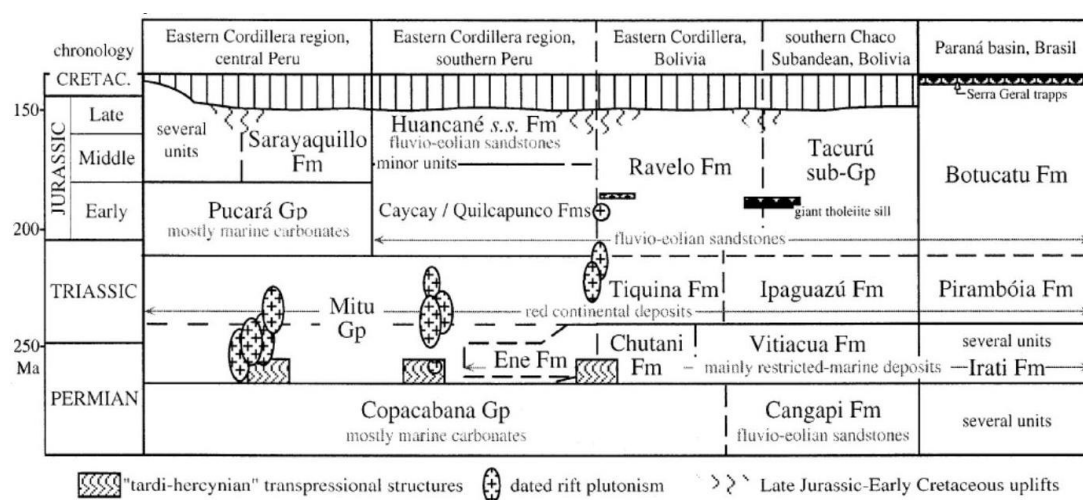


Figura 2.5. Sinopsis del Pérmico a través de los principales datos estratigráficos, deformacionales y magmáticos del Jurásico en la Cordillera Oriental del Perú y Bolivia, la cuenca del Chaco de Bolivia y la cuenca del Paraná de Brasil. Fuente. Sempere et al. (2002) - citados en Panca, 2010.

➤ **Deformación y Rifting**

La continuidad sedimentaria comúnmente observada en Bolivia y el sur de Perú entre el Grupo Copacabana del Pensilvaniano-Permiano medio y sobreyaciendo unidades del Permiano tardío - Triásico? contrastan marcadamente con el pre-Mitu, localmente la deformación intensa observada en el Grupo Copacabana en algunas áreas de la Cordillera Oriental entre ~ 11°S y ~ 17°30'S. Esta deformación, tradicionalmente explicada por la "tectónica tardihercínica" del Pérmico tardío (por ejemplo, Dalmayrac et al.,

1980 - citados en Panca, 2010) está restringida a un estrecho cinturón dentro de la Cordillera Oriental (Sempere, 1995 - citado en Panca, 2010); dada la contemporaneidad de la deformación y depositación del Pérmico tardío, este cinturón fue probablemente discontinuo, la deformación ocurrió en áreas específicas mientras que la sedimentación dominada por Shale estaba en tranquilidad en otras áreas del mismo dominio de la Cordillera Oriental.

Tales relaciones sugieren fuertemente un sistema de rift transcurrente en el cual los segmentos transtensionales se habrían separado por "nodos" transpresionales. Sempere (2002) favorece la idea de que la transpresión local causó deformación de los estratos pre-Mitu al inicio de la dislocación continental, antes de que se formara el graben principal y el magmatismo intenso. La transtensión coetánea produjo la caída lenta de las áreas alargadas, donde se preservó el Grupo Copacabana y en conformidad este se depositaron lutitas marinas profundas, antes de la aceleración de los procesos de rifting, destacando el magmatismo y formando verdaderos grabens (Panca, 2010).

Un escenario similar, aunque más tarde, también podría explicar la aparición de plutones del Triásico tardío mostrando deformación que era contemporánea con su emplazamiento. En la Cordillera Real del oeste de Bolivia, el plutón Zongo-Yani produjo edades del U-Pb Triásico tardío; el emplazamiento de este granito foliado, peraluminoso y de dos micas era contemporáneo con la esquistosidad y el metamorfismo de baja presión, reflejando un alto flujo de calor (Bard et al., 1974 - citados en Panca, 2010). En el cercano Perú, un plutón similar, foliado, peraluminoso y de dos micas de Limacpampa, está datado cerca del límite Triásico-Jurásico. Al sur de Abancay, una "diorita de cuarzo" cataclástica produjo una edad U-Pb triásica tardía. Sempere (2002) sugiere que el emplazamiento y la deformación temprana de estas intrusiones podrían haber ocurrido en entornos transpresionales locales en una etapa tardía de rifting durante el Triásico tardío (Panca, 2010).

El levantamiento triásico de plutones es registrado por clastos de granitoides del Mitu que se encuentran comúnmente en conglomerados y

piroclastitas del Grupo Mitu en el Perú central (Mégard, 1978 - citado en Panca, 2010), lo que sugiere un doble desarrollo de rifting (Soler, 1991 - citado en Panca, 2010). Es probable que tales levantamientos hayan sido causadas por la deformación litosférica relacionada con el rifting.

➤ ***Magmatismo Relacionado al Rift***

El magmatismo intenso se asoció con el rifting de Mitu en el sur de Perú (Noble et al., 1978; Dalmayrac et al., 1980; Carlier et al., 1982; Kontak, 1984; Bonhomme et al., 1985; Kontak et al., 1985, 1990; Clark et al., 1990a; Cenki, 1998 - citados en Panca, 2010). En una contribución importante, Kontak et al. (1985) identificó claramente que todo el magmatismo de Mitu en el sur de Perú estaba relacionado con el rift (Panca, 2010).

Varios tipos de magmas aparentemente no relacionados con el manto, incluyendo basaltos alcalinos y localmente facies peralcalinas gruesas se encuentran entre las rocas volcánicas Mitu (Kontak et al., 1985 – citados en Panca, 2010). Volcánicos básicos pueden formar hasta 20% del total del vulcanismo del Mitu y consiste de flujos de basaltos alcalinos o toleíticos, que generalmente están intercalados con rocas sedimentarias del Grupo Mitu (Vivier et al., 1976; Kontak, 1984 – citados en Panca, 2010). En contraste con las rocas volcánicas Mitu derivadas del manto, los plutones del batolito de Carabaya (Sur del Perú) derivan de la fusión de la corteza, y también son similares a los plutones conocidos en el rift de Oslo (Kontak, 1984; Kontak et al., 1985, 1990 – citados en Panca, 2010). La intrusión de los plutones principales ocurrió en el Pérmico Tardío y el Triásico. El batolito de Carabaya es comúnmente cortado por diques básicos alcalinos ricos en Ti, con características similares a los basaltos conocidos en el Grupo Mitu (Kontak et al., 1985, 1990 – citados en Panca, 2010).

El magmatismo relacionado con el rift en Bolivia estaba dominado por magmas básicos. El magmatismo básico relacionado con el eje principal del rift muestra composiciones alcalinas (Aldag, 1913; Smulikowski, 1934; Soler y Sempere, 1993; Tawackoli, 1999 – citados en Panca, 2010), mientras que el sill gigante conocido en la “Rama Entre Ríos” del rift (Sempere et al., 1998 – citado en Panca, 2010) tiene una composición toleítica (Sempere, 1993 –

citado en Panca 2010). Todas estas rocas indican magmatismo derivado del manto “intraplaca” y adelgazamiento litosférico. Las diferencias actuales conocidas en la composición de la roca no excluyen esta hipótesis, ya que los magmatismos alcalinos y toleíticos pueden coexistir durante el rifting (Panca, 2010).

➤ ***Depósitos Sin Rift***

El Grupo Mitu consiste en una sucesión de conglomerados, areniscas y mudstones de color rojo a púrpura, localmente > 2000 m de espesor, con carbonatos y evaporitas locales, que se acumulan en grabens subsistentes (Mégard, 1978; Carlotto, 1998 – citados en Panca, 2010). Estas rocas sedimentarias están comúnmente intercaladas con rocas volcánicas y volcanoclásticas localmente dominantes, y/o intruidas por rocas subvolcánicas a plutónicas que no se introducen en unidades superpuestas. Los paleoambientes identificados en el Grupo Mitu incluyen abanicos aluviales, sistemas fluviales y lagos (-playa).

2.3 Bases Teóricas

2.3.1 Introducción

La Tectónica (del latín tardío *tectonicus*, y este del griego τεκτονικός, “relativo a la construcción”) estudia las estructuras geológicas producidas por deformación de la corteza terrestre, las que las rocas adquieran después de haberse formado, así como los procesos que la originan (Aubouin, Brousse et al., 1980), a todas las escalas de observación, desde la escala cortical (Tectónica de placas) hasta la escala microscópica (Microtectónica) (Soriano, 2013).

Peter Simon Pallas (1777), James Hutton (1795) y Leopold Van Buch (1824), pueden ser considerados como los fundadores de la tectónica, como una rama independiente de la ciencia que consideraban las fuerzas de las rocas magmáticas intrusivas como la principal causa del levantamiento de las montañas” (Frisch, Meschede y Blakey, 2011). A las fuerzas verticales, creadoras de montañas, se opuso la teoría de las fuerzas horizontales

propuestas por De Saussure (1796) y Hall (1815); quienes refieren que el plegamiento de las rocas que forman las montañas son debidas a las fuerzas de compresión (Frisch et al., 2011).

La teoría a continuación nos explicarán la dinámica de la Tierra desde el concepto evolutivo de la tectónica de placas propuesto en los años 60, desde sus orígenes con la teoría de la deriva continental de Alfred Wegener (1912) y la expansión de los fondos oceánicos de Harry Hess (1962), ratificada por Vine y Matthews con el descubrimiento de la inversión del campo magnético (1962). Estos conceptos se consolidan en el ciclo supercontinental o de Wilson propuesto por Jhon Tuzo Wilson en 1966, la cual nos explica de forma ordenada, el proceso de apertura y cierre de los océanos, la fragmentación y posterior unión de los continentes que provoca la formación de cordilleras, y resume todo lo que sucede en los bordes constructivos, destructivos y transformantes sobre la litósfera (“Ciclo supercontinental”, 2017). Luego se analizarán los procesos de esfuerzo y deformación en la corteza terrestre para ver sus consecuencias en los diferentes escenarios tectónicos. Nos centraremos en la tectónica extensional y los mecanismos de ruptura, como la teoría de puntos calientes y arrastre y succión de placas. Se mencionarán los diferentes modelos de tectónica extensiva de rift que existen hasta la fecha (cizalla pura de McKenzie, cizalla simple de Wernicke y de delaminación de Lister, entre otros). Finalmente se presentarán los diferentes diagramas utilizados para la descripción de rocas ígneas y sedimentarias.

2.3.2 Estructura Interna de la Tierra

A fines del Siglo XIX se fabricaron los primeros sismógrafos y en las primeras décadas del Siglo XX se conformó una red a nivel mundial que permitió registrar, analizar e interpretar las ondas sísmicas. Una de las primeras observaciones consistió en que, de acuerdo con la velocidad de las ondas sísmicas, el interior de la tierra no es uniforme sino que está formado por capas con diferentes propiedades mecánicas a través de las cuales las ondas se propagan a diferentes velocidades. Así, la sismología brindó herramientas de valor para comprender la estructura interna de la Tierra, formada por capas concéntricas, e indicar las profundidades a las que se

encontraban los límites de estas capas. De esta forma se detectaron variaciones en velocidad de las ondas sísmicas delatando la discontinuidad de Mohorovicic o simplemente Moho, en la transición de la corteza al manto, la discontinuidad de Gutenberg, en la interfase entre manto y núcleo, y la zona de baja velocidad sísmica en la parte superior del manto que se establece como el límite entre litósfera y astenósfera. En este marco, se formularon diferentes propuestas sobre la zonación interna de la Tierra, algunas con fundamentos de su composición, otras con fundamentos acerca de su comportamiento mecánico (Figura 2.6).

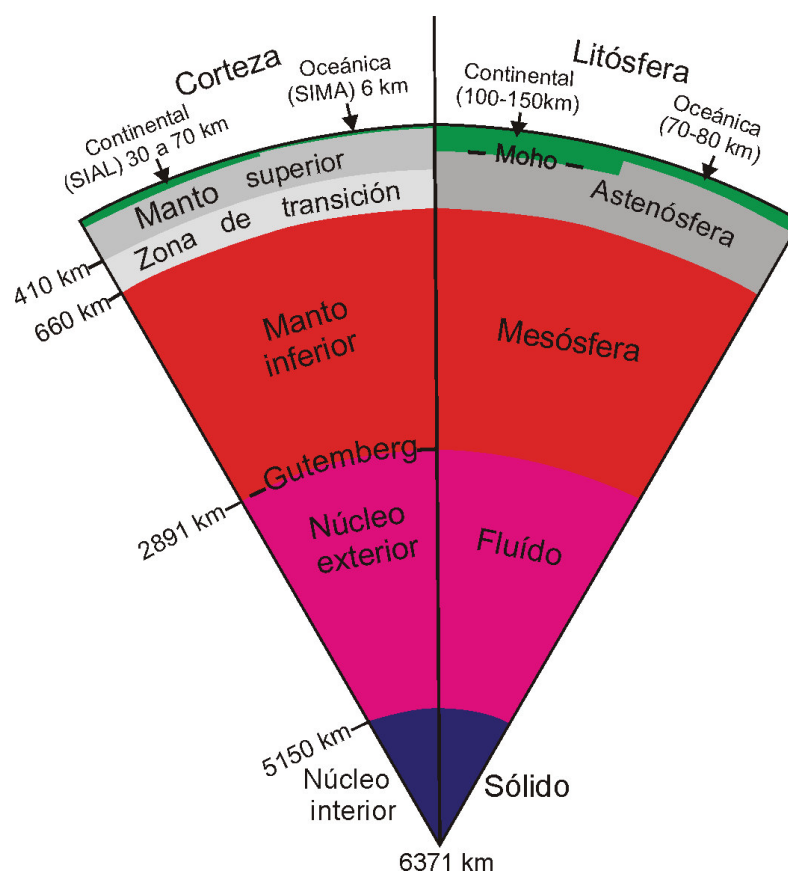


Figura 2.6. Zonación interna de la Tierra determinada principalmente a partir de estudios de las ondas sísmicas. El triángulo muestra las divisiones de acuerdo con la composición (izquierda) y el comportamiento mecánico (derecha). La capa SIAL corresponde a la corteza continental y la SIMA a la corteza oceánica. En la división mecánica, la corteza y la parte superior del manto forman la litósfera, que es la parte más rígida que se fragmenta en las diferentes placas. Fuente. Kearey, Klepeis y Vine (2009).

2.3.3 Teoría de la Tectónica de Placas

Los científicos han estudiado la teoría de la tectónica de placas durante muchos años. Esta teoría afirma que la corteza de la Tierra está hecha de varias placas, moviéndose cada una independientemente de los otros (Figura 2.7). Los estudios realizados por la National Aeronautics and Space Administration (NASA) y localizaciones de radioastronomía en todo el mundo apoyan esta teoría. Estas placas son una parte de la capa de la Tierra llamada la litosfera. Estas placas flotan sobre la capa fluida astenosférica (NASA, 2004).

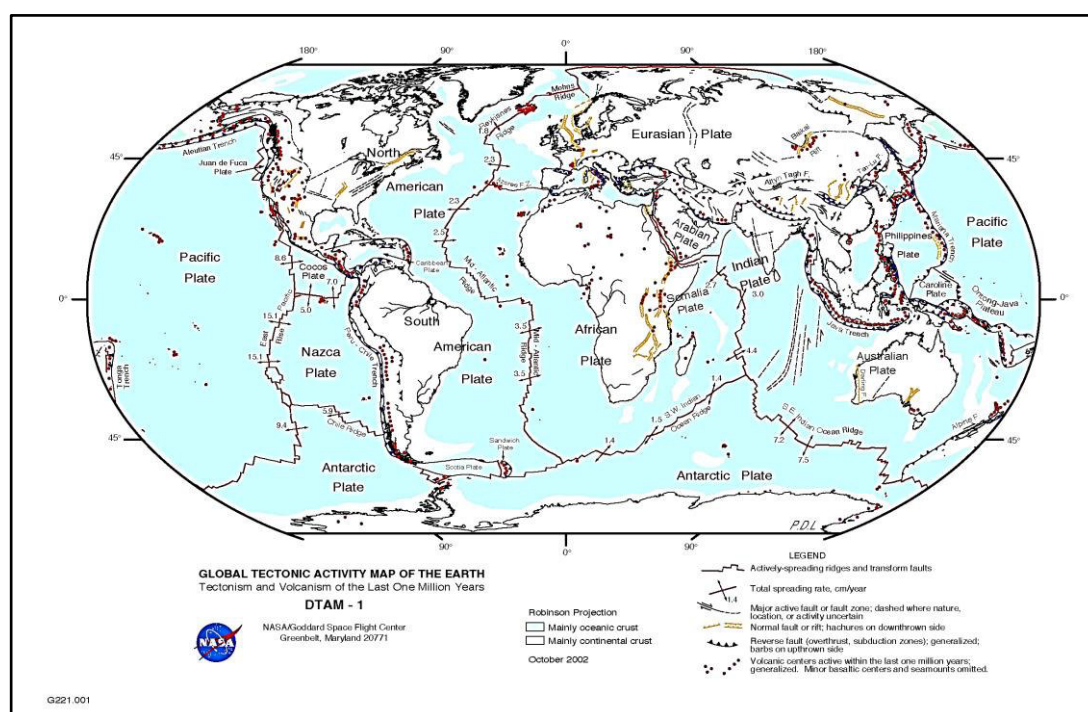


Figura 2.7. Imagen mostrando las placas tectónicas y la actividad sísmica asociada a ellas. Fuente. NASA (2002).

Esta teoría fue forjada principalmente entre los años 50 y 60 y se le considera la gran teoría unificadora de las Ciencias de la Tierra, ya que explica una gran cantidad de observaciones geológicas y geofísicas de una manera coherente y elegante. A diferencia de otras ramas de las ciencias, su concepción no se le atribuye a una sola persona como es el caso de Isaac Newton o Charles Darwin, sino que fue producto de la colaboración internacional y del esfuerzo de talentosos geólogos (Tuzo Wilson, Walter

Pitman), geofísicos (Harry Hammond Hess, Allan V. Cox) y sismólogos (Linn Sykes, Hiroo Kanamori, Maurice Ewing), teniendo como antecedentes a Alfred Wegener y otros, que poco a poco fueron aportando información acerca de la estructura de los continentes, las cuencas oceánicas y el interior de la Tierra.

2.3.3.1 La Deriva Continental. La aparición de los primeros mapas de las costas de América, África y Europa permitió reconocer la existencia de una notable similitud geométrica de las líneas de costa. La primera mención de este encaje es atribuida a Abraham Ortelius, geógrafo y cartógrafo flamenco, a fines del Siglo XVI. A partir de entonces, el avance de la cartografía ofreció nuevos elementos que permitieron considerar a los continentes como piezas de un rompecabezas, especialmente al tener en cuenta el encaje entre las costas este de América y oeste de África. Este hecho fue destacado por diferentes naturalistas desde la observación inicial de Ortelius y la propuesta de Snider en el año 1858. Snider puede considerarse como uno de los precursores de la Tectónica de Placas porque mencionó la movilidad de los continentes y propuso la primera reconstrucción paleogeográfica, la cual muestra coincidencias a grandes rasgos con las interpretaciones actuales. En 1910, el físico norteamericano Taylor, y en 1912, el meteorólogo alemán Alfred Wegener, describieron a la deriva continental o movilidad de los continentes como un proceso que habría comenzado hace aproximadamente 200 millones de años y que continuaría en la actualidad. Se considera a Wegener como el padre de la Tectónica de Placas porque, al formular la teoría de la Deriva Continental en su libro “El origen de los continentes y océanos” (publicado en Alemania en 1915) sintetizó los datos geológicos, paleontológicos y paleoclimáticos que, además del encaje entre los continentes, daban sustento a su teoría, entre ellos:

- a) Fósiles de plantas y animales similares que se encuentran en diferentes continentes (Figura 2.8, arriba). Los detractores de la teoría de Wegener proponían puentes intercontinentales a través de los cuales habrían migrado las especies cuyos fósiles se descubrieron en diferentes continentes.

- b) Cadenas montañosas que terminan abruptamente contra el borde de un continente y se continúan con iguales características en otro al juntarlos. Para argumentar esta continuidad, Wegener consideró los detallados estudios del geólogo sudafricano Du Toit, quien fortaleció las pruebas que sugerían que los actuales continentes habrían estado agrupados.
- c) Movilidad de masas continentales. Por medio de estudios geodésicos se había determinado una variación en la posición de dos islas de Groenlandia en un período de 50 años.
- d) Rocas del Carbonífero y Pérmico asociadas a glaciares distribuidas en América del Sur, Africa, India, Australia y Antártida, aún cuando estas regiones se encontraran actualmente en zonas ecuatoriales. Esta observación de Wegener sugería una variación marcada de la posición de las mismas respecto al Polo y al Ecuador para aquel tiempo (Figura 2.8, abajo).

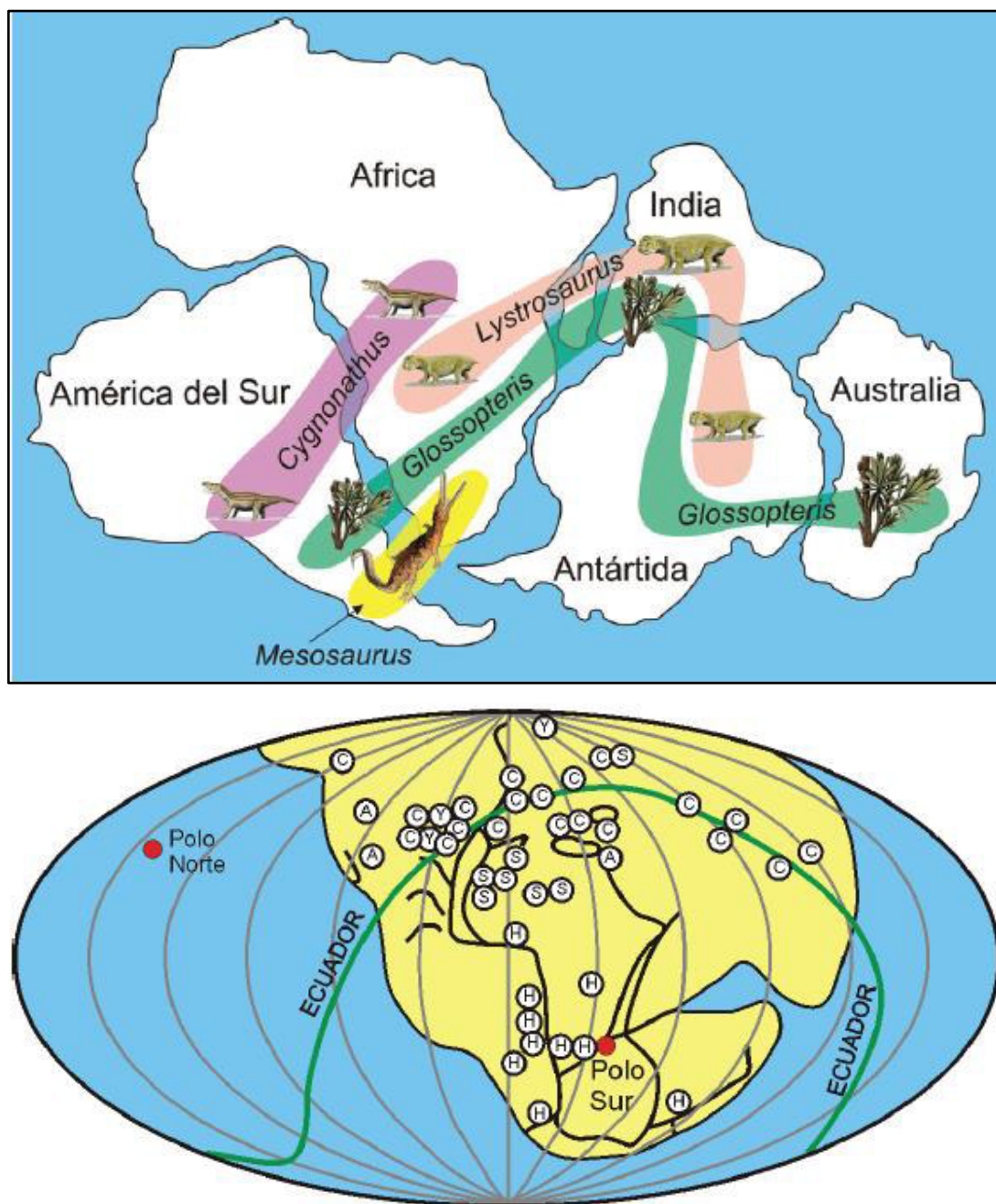


Figura 2.8. Algunos de los argumentos utilizados por Wegener para sustentar su hipótesis de la existencia, durante fines del Paleozoico y comienzos del Mesozoico, de un supercontinente denominado Pangea. Arriba: Distribución de floras y faunas fósiles del Paleozoico Tardío y Mesozoico Temprano (Modificada de Yount 2009). Abajo: Mapa que muestra los argumentos paleoclimáticos para el Carbonífero (360-300 millones de años) (Modificado de Kearey 2009). Wegener encontró que rocas asociadas a glaciares (H, hielo, en la figura) o a zonas húmedas y cálidas en las que se originaba carbón (C en la figura) o a zonas áridas en las que se formaban campos de arenas (A en la figura) mostraban una distribución que no era compatible con la posición actual de los polos y del Ecuador. Así, formuló una reconstrucción para el tiempo carbonífero en la que sugirió la posición de los polos y del Ecuador. Fuente. Hongn y García (2011).

De acuerdo con estos argumentos, Wegener propuso que en el Carbonífero-Pérmico los continentes habrían formado una única masa continental a la que denominó Pangea (toda la Tierra) (Figura 2.9), supercontinente que incluía a los actuales América (norte y sur), Eurasia (Europa y Asia), África, India, Australia y Antártida. Pangea primero se habría separado en dos grandes masas (Laurasia y Gondwana) que habrían continuado fragmentándose y derivando hasta alcanzar sus configuración y posiciones actuales (Figura 2.10). Propuso además, que la deriva habría comenzado a fines del Triásico (hace aproximadamente 200 millones de años).

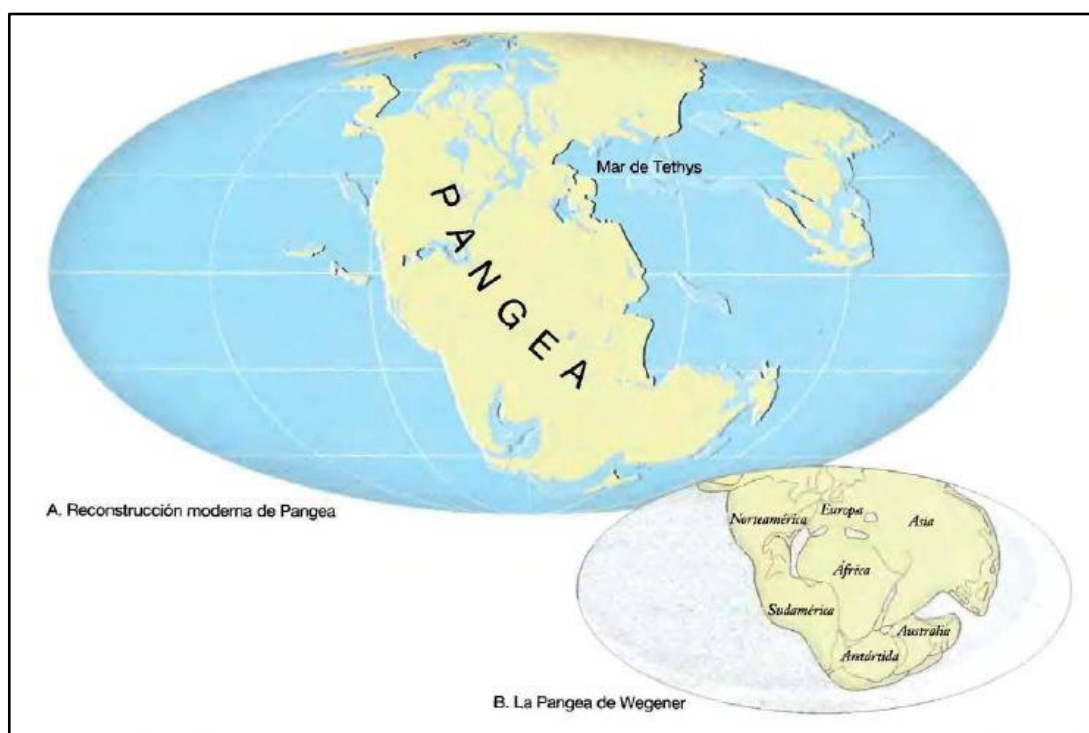


Figura 2.9. Reconstrucción de la Pangea como se piensa que era hace 200 millones de años. A. Reconstrucción moderna. B. Reconstrucción realizada por Wegener en 1915.
Fuente. Tarbuck y Lutgens (2005).

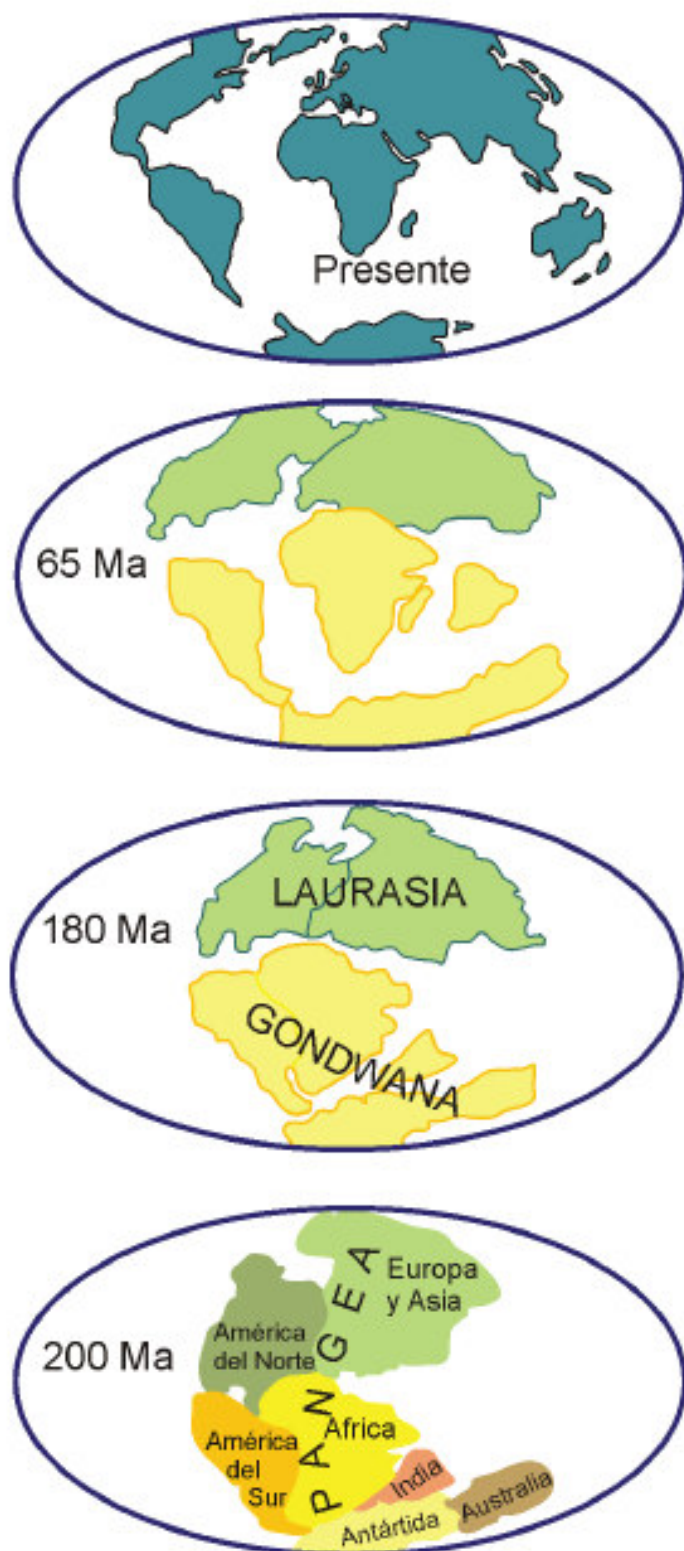


Figura 2.10. Cuatro estados de la Deriva Continental de Wegener, desde el supercontinente inicial de Pangea (Triásico tardío, 200 millones de años); diferenciación de Laurasia y Gondwana en el Jurásico (180 millones de años); definición de algunos de los actuales continentes y océanos a principios del Cenozoico, (65 millones de años) y la configuración presente. *Fuente.* Yount (2009).

2.3.3.2 La Expansión de los Fondos Oceánicos. En los años 1920, se creía que el fondo oceánico era plano, formando por grandes llanuras que estaban cubiertas de sedimentos (“Expansión de los fondos oceánicos, 2016”).

Después de la Segunda Guerra Mundial, y por razones militares, se desarrolló una nueva ciencia, la oceanografía, durante los años 50. Los oceanógrafos estudiaron el fondo marino empleando buques oceanográficos equipados con sonar. Los mapas que mostraban los equipos de sonar pusieron de manifiesto que los fondos marinos tenían tremendos valles profundos (**fosas oceánicas**), grandes cadenas montañosas (**dorsales oceánicas**) y amplias llanuras (Figura 2.11). Los científicos documentaron la existencia de una enorme cadena montañosa en medio del Océano Atlántico, que se levantaba más de 2000 m sobre el fondo del mar. Otras cordilleras oceánicas fueron descubiertas en el Pacífico y en el océano Índico (“Expansión de los fondos oceánicos, 2016”).

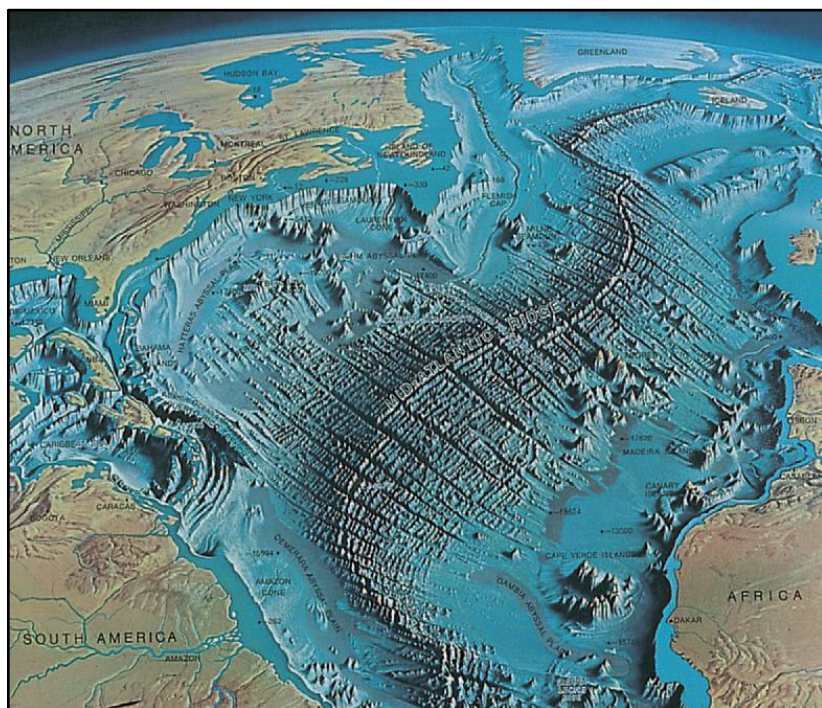


Figura 2.11. Topografía de la cuenca del Océano Atlántico. Visión artística de lo que sería la cuenca del Océano Atlántico sin agua. La característica principal es la Cordillera mesoatlántica, un sistema de dorsales oceánicas que es más largo de 65.000 km y divide la cuenca del Océano Atlántico por la mitad. Es a lo largo de dichas cordilleras oceánicas que el lecho marino se está separando y nueva corteza oceánica se está formando a partir del magma que en el interior de la Tierra. Fuente. Wicander y Monroe (2010).

En el año 1962, el geofísico **Harry Hess** publicó un artículo, titulado “Historia de las Cuencas Oceánicas”, en el que proponía que a través de las grandes cordilleras oceánicas se expulsaba magma continuamente procedente del manto y que se extendía a ambos lados formando el suelo oceánico, como una cinta deslizante. El suelo o fondo del océano se sumergía después en las grandes fosas oceánicas debajo de las costas de algunos continentes. Esta hipótesis no fue aceptada hasta años después, tras los estudios paleomagnéticos y oceanográficos que realizaron los geólogos Frederick John Vine y Drummond Hoyle Matthews, descubridores de las anomalías magnéticas existentes en la corteza oceánica (Figura 2.12). Además se descubrió que los fondos oceánicos eran muy jóvenes, no se encontraron rocas de más de 180 millones de años (Figura 2.13) y están formados por materiales volcánicos (“Expansión de los fondos oceánicos, 2016”).

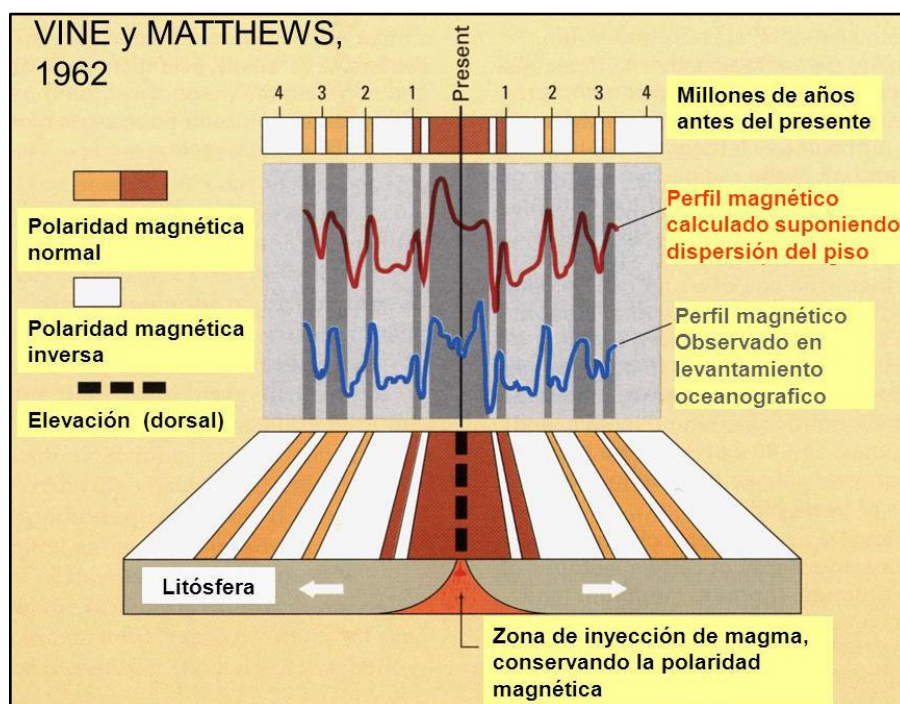


Figura 2.12. Inversión magnética simétrica. Fuente. Vine y Matthews (1962).

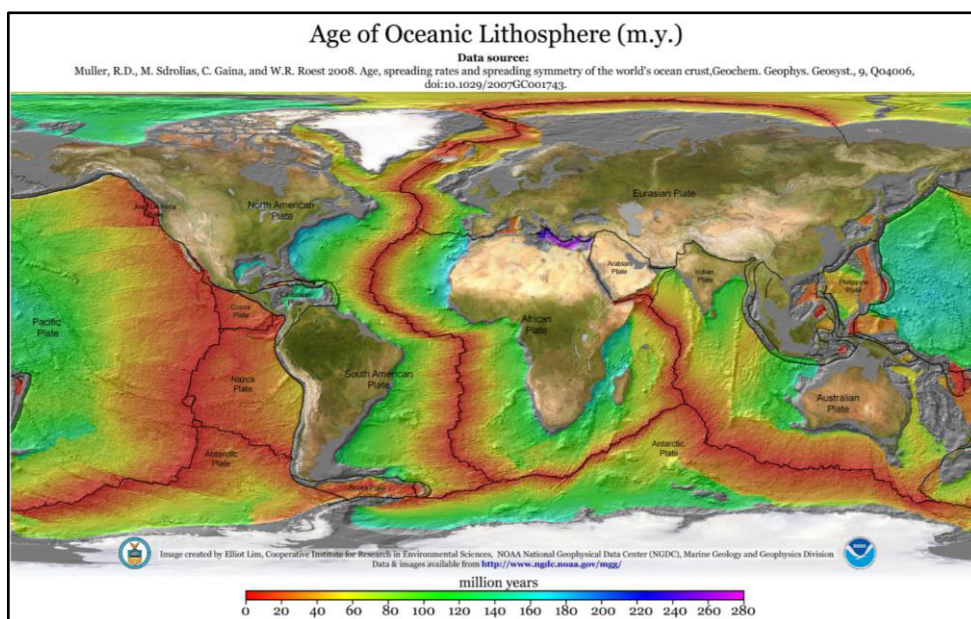


Figura 2.13. Distribución de las edades de los fondos oceánicos. Fuente. Muller, Seton, Gaina y Roest (2008).

2.3.3.3 El Ciclo de Wilson. Si se observan las placas en la actualidad y su evolución, se llegará a la conclusión de que existen varias situaciones posibles (Figura 2.14). John Tuzo Wilson ordenó esas posibles situaciones en un modelo que se conoce como Ciclo de Wilson.

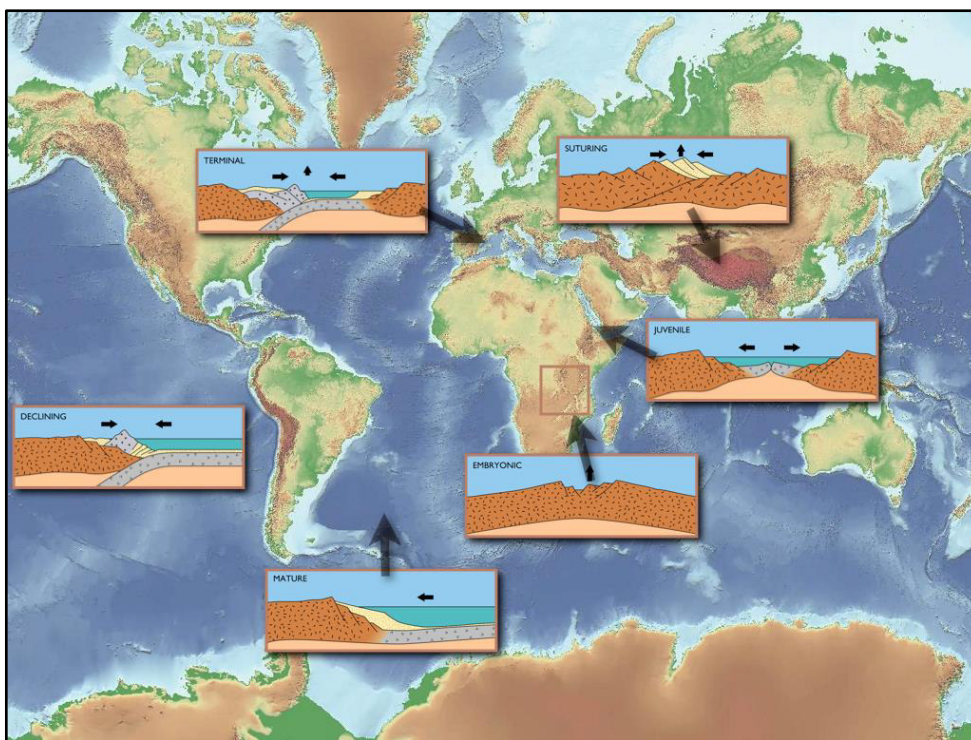


Figura 2.14. Situaciones tectónicas relacionadas con el ciclo de Wilson. Fuente. Grobe, bajo licencia de Creativ Commons (2008).

El ciclo de Wilson (o ciclo supercontinental), propuesto en 1966 por el geólogo canadiense John Tuzo Wilson, postula que cada 400-500 millones de años todas las masas de tierra emergidas se unen formando un supercontinente ("Ciclo supercontinental", 2017).

El desplazamiento de las placas se realiza sobre la astenósfera, por lo que los continentes terminan por chocar y soldarse, formándose una gran masa continental, un supercontinente. Esto ha ocurrido varias veces a lo largo de la historia de la Tierra. El supercontinente impide la liberación del calor interno, por lo que se fractura y comienza un nuevo ciclo.

Así pues, las masas continentales permanecen, se unen y fragmentan en cada ciclo, mientras que las cuencas oceánicas se crean y destruyen.

Por lo tanto, el Ciclo de Wilson explica el desarrollo evolutivo de la tectónica de placas, es decir, considera que los diversos contextos geotectónicos son estadios o etapas que se suceden de forma consecutiva (figura 2.15).

Las etapas del ciclo de Wilson son:

- 1. Etapa embrionaria o de rift continental:** El continente se fragmenta por acción de puntos calientes que abomban y adelgazan la corteza terrestre hasta romperla, originándose un rift continental (como el Rift del este africano).
- 2. Etapa juvenil o de apertura de cuenca oceánica:** En la línea de fragmentación se empieza a formar litosfera oceánica (borde constructivo) que separa los fragmentos continentales. Si continúa la separación el rift es invadido por el mar y se va transformando en una dorsal oceánica. Los continentes quedan separados por una pequeña cuenca oceánica (como el actual mar Rojo).
- 3. Etapa de madurez o de Costa Atlántica:** El proceso continúa y los continentes se separan progresivamente. Entre ellos aparece una cuenca oceánica ancha, con una dorsal bien desarrollada (como el Océano Atlántico actual).

4. **Etapa de decadencia o de Costa Pacífica:** Cuando la cuenca oceánica alcanza cierto tamaño y es suficientemente antigua, los bordes de contacto con los fragmentos continentales se vuelven fríos y densos, y comienzan a hundirse debajo de los continentes y se genera un borde destructivo. En esta zona se origina una cadena montañosa que va bordeando al continente (orógeno tipo andino, ejemplo: la cordillera de los Andes). La corteza oceánica se desplaza desde el borde constructivo al de destrucción (como el Océano Pacífico).
5. **Etapa Terminal o Mediterránea:** Dada la forma esférica de la Tierra, otros bordes constructivos pueden empujar a los fragmentos continentales en sentido contrario, por lo que la cuenca oceánica se va estrechando (como en el Mar Mediterráneo).
6. **Etapa de relictos o de colisión continental:** Finalmente, al desaparecer la cuenca oceánica las dos masas continentales chocan (obducción) y se origina un continente único (supercontinente), y sobre la sutura que cierra el océano se forma una cordillera (como la cordillera del Himalaya).

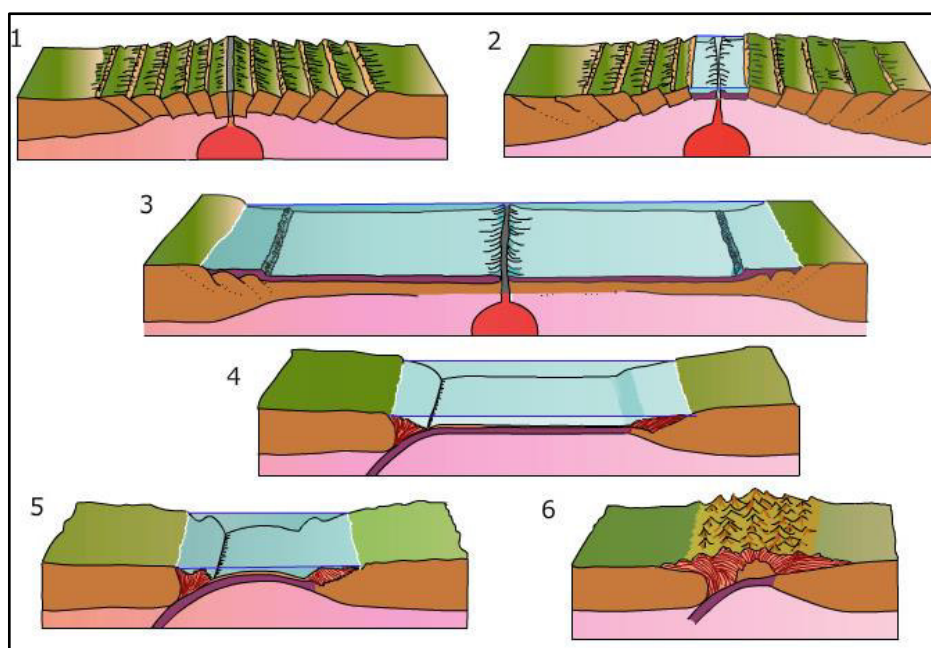


Figura 2.15. Etapas del Ciclo de Wilson (1. Etapa embrionaria, 2. Etapa juvenil, 3. Etapa madura, 4. Etapa de decadencia, 5. Etapa terminal y 6. Etapa de colisión continental).
Fuente. "Ciclo de Wilson" (2016).

2.3.4 Bordes de Placas

Los bordes o límites de placas son de tres tipos (Figura 2.16):

1. Divergentes o Constructivos. Son aquellos donde las placas se separan y el espacio que se genera da lugar a la formación de nueva corteza a partir del ascenso de magma desde el manto. Están representados por las dorsales centro oceánicas, con ejemplos más típicos en los Océanos Atlántico, Pacífico e Índico.

2. Convergentes o Destructivos. Son aquellos en los que dos placas se encuentran por movimientos opuestos y una placa se hunde por debajo de la otra, proceso llamado subducción. Las zonas de subducción están marcadas por las fosas oceánicas como aquella que bordea el margen pacífico de América Central y del Sur o bordeando arcos de islas como en Japón-Kuriles. Se denominan destructivos porque en esos bordes se consume la litósfera que se hunde en la astenósfera mediante la subducción. Donde convergen una placa oceánica y una continental, la primera se hunde por debajo de la otra porque es más densa y genera en su avance, sobre el borde continental, una zona de acortamiento que forma montañas y cordilleras como es el caso de los Andes. Donde convergen dos placas oceánicas, aquella más antigua se hunde por debajo de la placa más nueva porque está más fría y por ello es más densa; ésto sucede por ejemplo en las islas Marianas (Mar de Filipinas) o Japón-Kuriles. Cuando la convergencia entre dos placas pone en contacto dos bloques de corteza continental se produce una colisión de placas como ocurrió entre la India y Asia, colisión que dio lugar a una zona de intenso acortamiento y levantamiento representado por los Himalayas.

3. Transformante, Conservativo o Neutral. En el cual no se produce ni se consume corteza porque las placas se desplazan lateralmente con movimiento paralelo al límite de placa. Los bordes transformantes más notables son aquellos contra los que terminan segmentos de las dorsales oceánicas, por ejemplo el que separa las placas Pacífica y Norteamericana en la zona de California, o el que marca el borde sur de la placa Norteamericana en contacto con las placas Sudamericana y del Caribe.

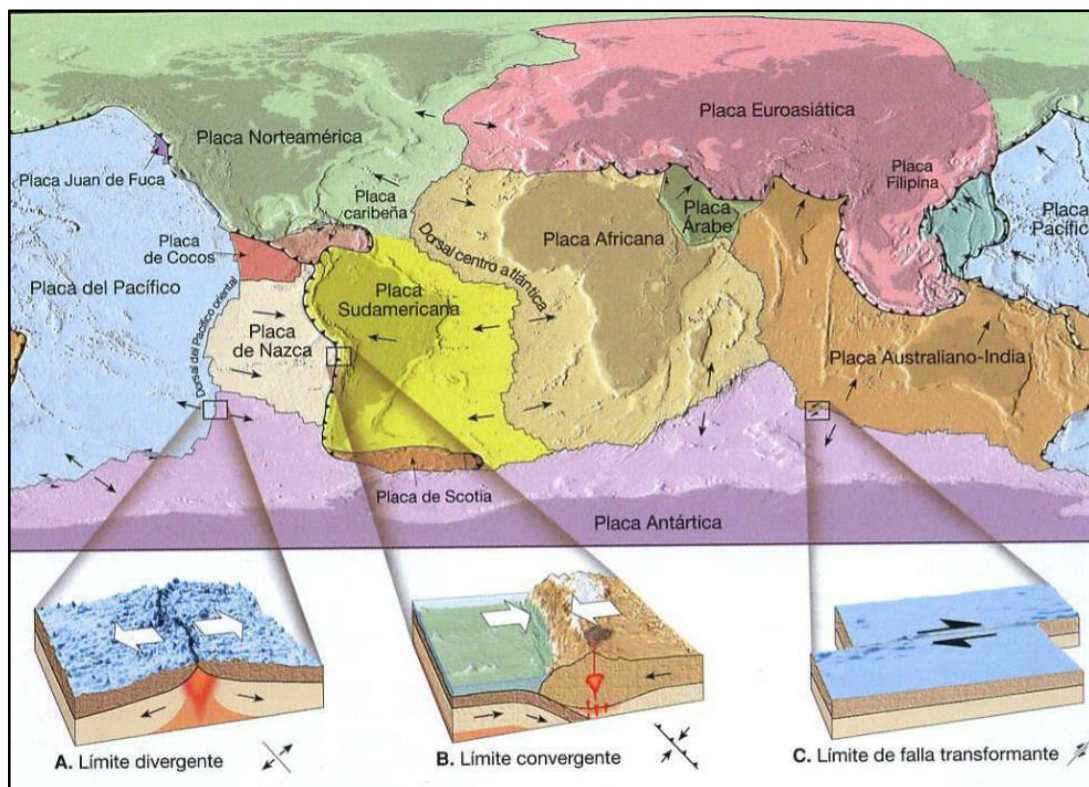


Figura 2.16. Mosaico de las placas rígidas que constituyen la envuelta de la Tierra y tipos de bordes entre placas tectónicas. Fuente. Tarbuck y Lutgens (2005).

2.3.5 El Esfuerzo Tectónico

Los esfuerzos tectónicos son aquellas partes del estado de esfuerzo local que se desvían del estado de referencia del esfuerzo como consecuencia de los procesos tectónicos.

2.3.5.1 Clasificación del Esfuerzo Tectónico Según Anderson. La clasificación tradicional de esfuerzos tectónicos en regímenes normales, inversos y de deslizamiento fue acuñada en la famosa publicación de Anderson de 1951. Anderson hizo la suposición de que, como no hay esfuerzo de cizalla en la superficie de la Tierra (el esfuerzo de cizalla no puede ocurrir en los fluidos), una de los esfuerzos principales tiene que ser vertical, lo que implica que los otros dos son horizontales. Dependiendo de cuál de los tres esfuerzos principales es vertical, Anderson definió tres regímenes, como se ilustra en la Figura 2.17.

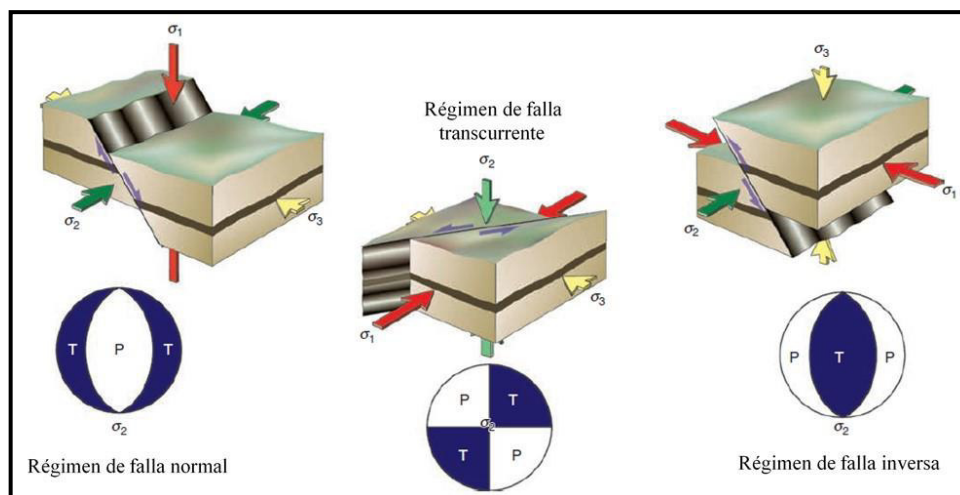


Figura 2.17. Relaciones entre la orientación de los esfuerzos principales y regímenes tectónicos según Anderson (1951). Las proyecciones estereográficas muestran los campos de compresión (P) y tensión (T). Fuente. Fossen (2010).

La clasificación de Anderson es estrictamente válida sólo en regímenes de deformación coaxiales, donde las líneas paralelas a la ISA y los ejes de deformación principal no giran. Además, la roca deformante debe ser isotrópica. El esfuerzo vertical puede estar relacionada con el peso y la densidad de la columna de roca superpuesta.

Se cree que los procesos tectónicos en los márgenes de las placas tienen una influencia significativa en el patrón de estrés regional, y se piensa que las fuentes principales son la tracción del piso oceánico (slab pull), el empuje de la cordillera mesoocéánica (ridge push), la resistencia a la colisión y la resistencia basal (resistencia friccional a lo largo de la base de la litosfera) (Figura 2.18).

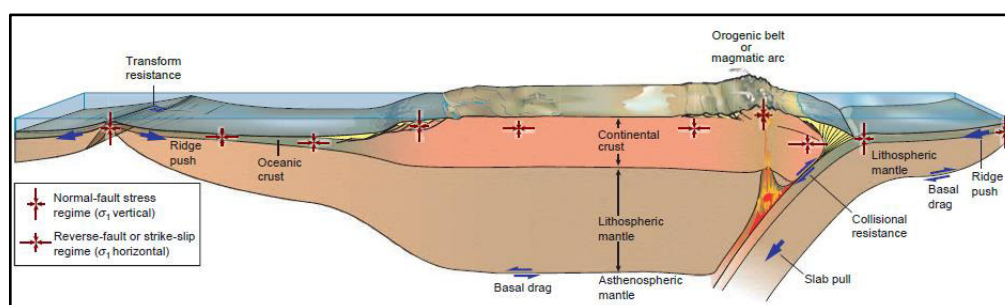


Figura 2.18. Fuerzas relacionadas con la tectónica de placas (flechas azules) y regímenes de esfuerzos esperados de estas fuerzas. Se espera que el eje del esfuerzo máximo en las placas continentales sea horizontal excepto para la parte superior de las zonas de rift (no se muestra rift continental), márgenes pasivos y partes elevadas de las fajas orogénicas. Fuente. Fossen (2010).

Como se observa, los campos de estrés consistentes con los regímenes de fallas normales de Anderson se encuentran a lo largo de los límites de las placas divergentes, pero son más pronunciados en áreas de rifting y extensión continental activa. La zona de rift oriental africano, el área del mar Egeo y la provincia de la cuenca de los EE. UU. occidentales son ejemplos obvios.

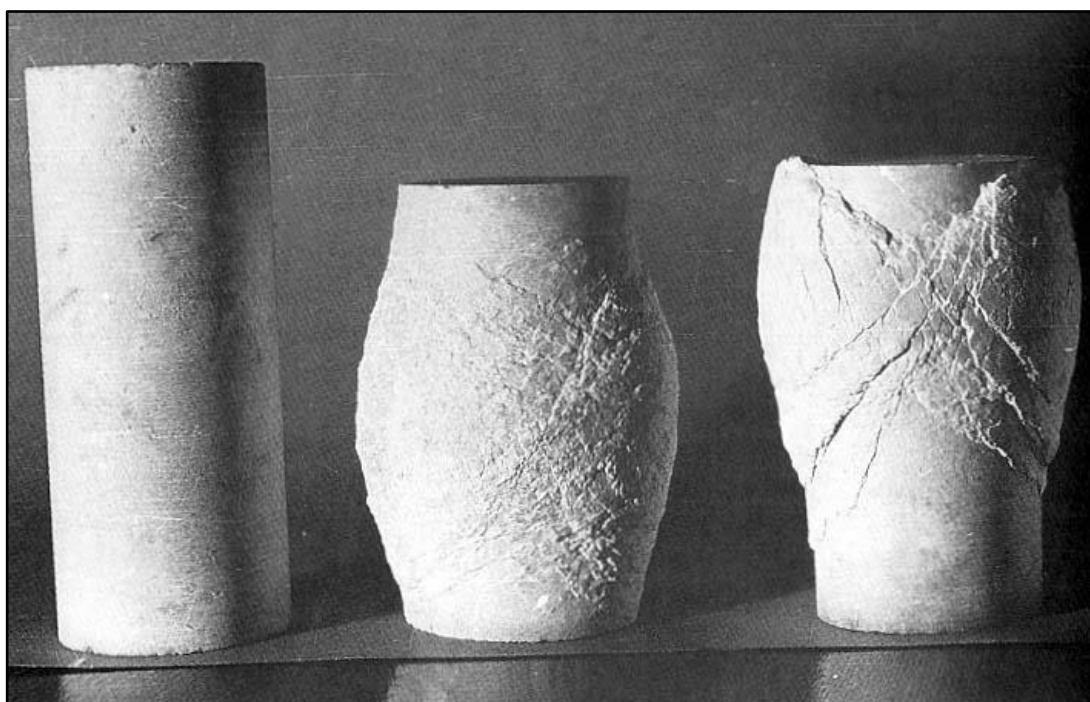
2.3.6 Deformación de la Corteza

Cualquier cuerpo de roca, con independencia de su dureza, tiene un punto en el que se fracturará o fluirá. La **deformación** (*de* =fuera; *forma*=forma) es un término general que se refiere a todos los cambios de tamaño, forma, orientación o posición de una masa rocosa. La mayor parte de la deformación de la corteza tiene lugar a lo largo de los márgenes de las placas. Los movimientos de las placas y las interacciones a lo largo de los límites de placa generan las fuerzas tectónicas que provocan la deformación de las unidades de roca (Tarbuck y Lutgens, 2005).

Cuando las rocas son sometidas a esfuerzos que superan su propia resistencia, empiezan a deformarse, normalmente plegándose, fluyendo o fracturándose (Figura 2.19). Es fácil hacerse una idea de cómo se quiebran las rocas, porque normalmente pensamos en ellas como algo quebradizo. Pero ¿cómo pueden *doblar*se las grandes unidades rocosas en pliegues complicados sin romperse durante el proceso? Para responder a esta pregunta, los geólogos estructurales realizaron experimentos de laboratorio en los que las rocas fueron sometidas a esfuerzos diferenciales bajo condiciones que simulaban las existentes a diversas profundidades debajo de la corteza (Figura 2.20).



Figura 2.19. Estratos sedimentarios deformados que afloran en la margen izquierda del río Puchka en el callejón de Conchucos (Ancash-Perú). Se observa claramente el plegamiento en chevrón.



No deformado

Presión de confinamiento
elevada

Presión de confinamiento baja

Figura 2.20. Cilindro de mármol deformado en el laboratorio mediante la aplicación de miles de kilogramos de peso desde arriba. Cada muestra se deformó en un entorno que duplicaba la presión de confinamiento hallada a distintas profundidades. Obsérvese que cuando la presión de confinamiento es baja, la muestra se deformó por fractura frágil, mientras que cuando la presión de confinamiento es elevada, la muestra se deformó plásticamente. *Fuente.* Foto cortesía de M. S. Patterson, Australian National University – citado en Tarbuck y Lutgens (2005).

Aunque cada tipo de roca se deforma de una manera algo diferente, a partir de esos experimentos se determinaron las características generales de la deformación de las rocas. Los geólogos descubrieron que, cuando se aplica gradualmente un esfuerzo, las rocas responden primero deformándose elásticamente. Los cambios resultantes de la *deformación elástica* son recuperables; es decir, igual que ocurre con una cinta de goma, la roca volverá prácticamente a su tamaño y forma originales cuando cese el esfuerzo.

Una vez sobrepasado el límite elástico (resistencia) de una roca, ésta fluye (*deformación dúctil*) o se fractura (*deformación frágil*). Los factores que influyen en la resistencia de una roca y, por tanto, en cómo ésta se va a deformar son la temperatura, la presión de confinamiento, el tipo de roca, la disponibilidad de fluidos y el tiempo.

2.3.7 Tectónica Extensional

2.3.7.1 Fallas Extensionales. Son las que causan la extensión de la corteza o de alguna capa de referencia en rocas deformadas. Una falla extensional se muestra en la Figura 2.21.b que afecta a las capas horizontales. Esta falla muestra un desplazamiento que es cercano al espesor de la capa, de manera que el sentido y la cantidad de desplazamiento pueden ser fácilmente identificados. Otras fallas extensionales han acumulado hasta cien kilómetros de compensación, no tanto como los cientos de kilómetros estimados en algunas fallas de bajo ángulo y fallas transcurrentes, pero todavía bastante considerables. A esta escala, la corteza misma es nuestra elección natural de referencia. Si la distancia entre dos puntos de la superficie de la Tierra, uno a cada lado de la falla, se incrementa durante la deformación, entonces hay extensión en esa dirección. Pero esto también puede ocurrir a través de una falla transcurrente, dependiendo de las posiciones relativas de los dos puntos. Por lo tanto, tenemos que evaluar la extensión perpendicular al rumbo de la falla para evaluar si se trata de una verdadera falla extensional. Ésta es la dirección principal de la extensión a través de una falla extensiva (Figura 2.21.b), así como es la principal dirección de acortamiento para las fallas compresivas. Una falla transcurrente no muestra cambios en la longitud perpendicular a la falla (Fossen, 2010).

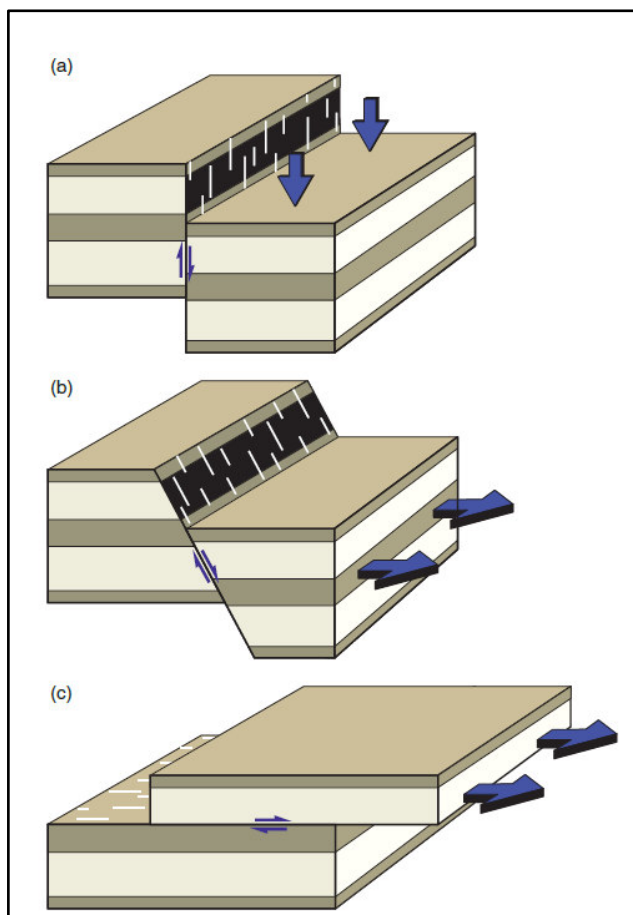


Figura 2.21. Usando la superficie de la Tierra como referencia, las fallas extensionales (b) son un espectro de fallas normales entre las fallas verticales (a) y las fallas horizontales (c). las fallas mostradas en (a) y (c) no son extensivas ni compresivas. Fuente. Fossen (2010).

Para fallas más pequeñas, el término falla extensional se puede usar para fallas que extienden una capa de referencia dada, independientemente de la orientación de la capa. En este sentido, las fallas inversas pueden ser fallas extensionales siempre que la capa de referencia sea extendida por las fallas. En la Figura 2.22 se muestra un ejemplo de falla inversa extensional con una interpretación de cómo se formó por rotación. Por lo tanto es útil especificar una superficie de referencia, por ejemplo utilizando términos como extensión de la corteza o extensión de la capa paralela.

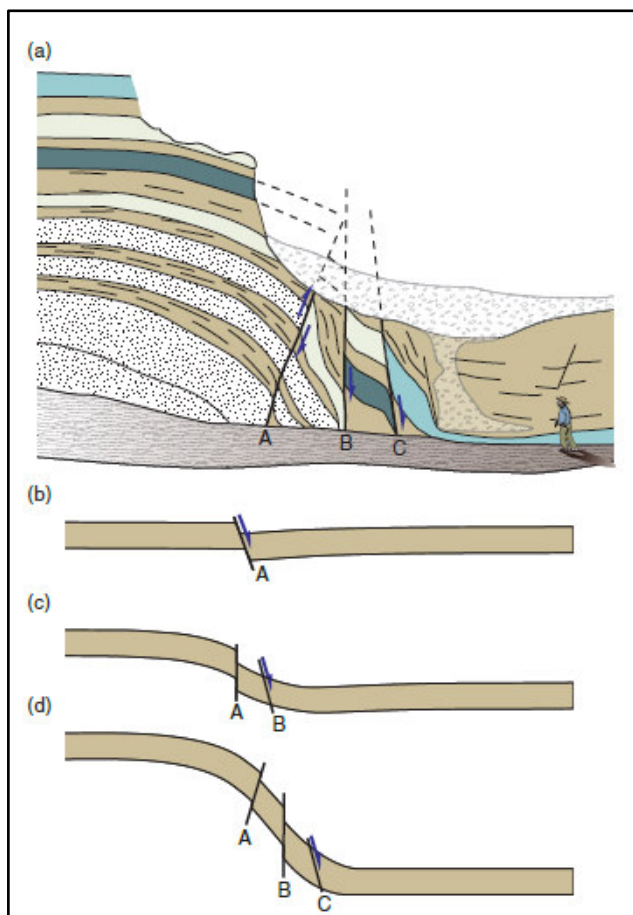


Figura 2.22. (a) Fallas inversas y fallas normales coexistiendo en una capa plegada a lo largo de una falla. Ambos tipos de fallas son extensionales porque extienden las capas. Las fallas inversas probablemente se formaron como fallas normales (b) antes de ser rotados durante el plegamiento (c y d). San Rafael Desert, Utah. Fuente. Fossen (2010).

2.3.7.2 Mecanismos de Ruptura Continental. Parece probable que existieron varios supercontinentes de manera esporádica durante el pasado geológico. Pangea, que fue el más reciente de ellos, constituía un súper continente hace entre 450 y 230 millones de años, y se fraccionó poco después. Por tanto, los geólogos han llegado a la conclusión de que la formación de un supercontinente seguida por la fragmentación continental debe ser una parte integral de la tectónica de placas. Además, este fenómeno debe implicar un gran cambio en la dirección y la naturaleza de las fuerzas que conducen el movimiento de placas. En otras palabras, durante largos períodos de tiempo geológico, las fuerzas que producen los movimientos de las placas tienden a organizar los fragmentos de corteza en un solo supercontinente, y luego cambian las direcciones y los dispersan de nuevo. Se han propuesto dos mecanismos de ruptura continental:

1. Plumas del manto y puntos calientes. Una pluma del manto está compuesta de rocas del manto más calientes de lo normal con un extremo en forma de hongo de centenares de kilómetros de diámetro unido a un conducto largo y estrecho. Cuando el extremo de la pluma se aproxima a la base de la litosfera fría, se expande hacia los lados. La fusión por descompresión en el interior del extremo de la pluma genera grandes volúmenes de magma basáltico que asciende y provoca el volcanismo en la superficie. El resultado es una región volcánica, denominada *punto caliente* (hot spot) como se muestra en la Figura 2.23, que puede tener un diámetro de hasta 2.000 kilómetros. Aunque Tarbuck y Lutgens (2005) advierten que aunque las plumas del manto pueden dar inicio a la ruptura, es improbable que provoquen la dispersión de los fragmentos. En consecuencia, deben intervenir otras fuerzas.

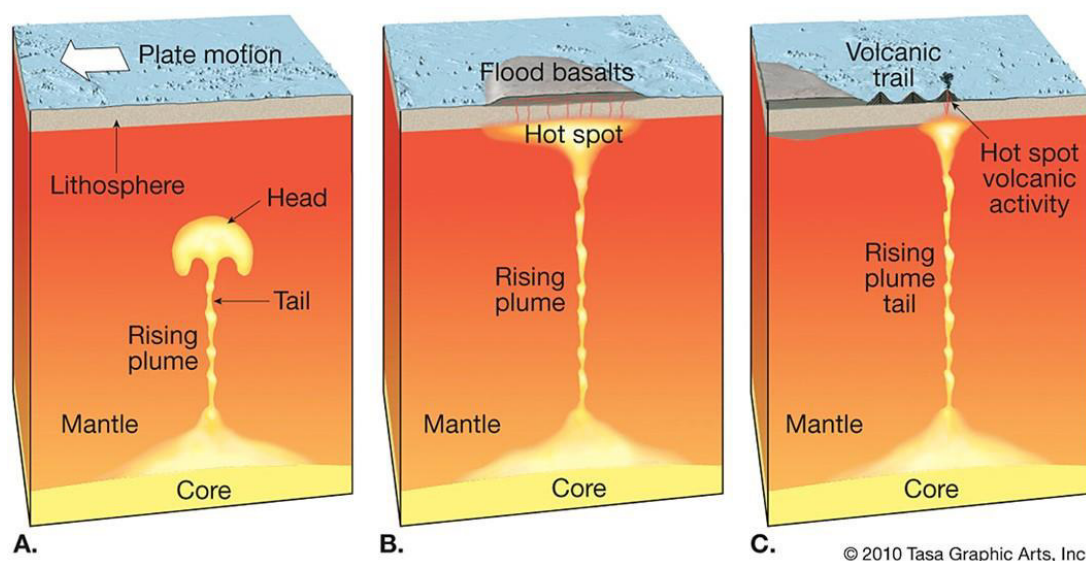


Figura 2.23. La pluma del manto asciende (A) y cuando la cabeza de la pluma alcanza la superficie genera grandes cantidades de lavas basálticas (B) y luego la cola del penacho produce una cantidad más estable y más pequeña que crea una cadena de volcanes (C). Fuente. "Plume head and tail" (2010).

2. Arrastre y succión de las placas. Existe el acuerdo general de que las fuerzas tensionales, que tienden a alargar o separar las rocas, son necesarias para que un continente se fragmente. Pero ¿cómo se originan estas fuerzas? Recordemos que la corteza oceánica antigua subduce debido a que es más densa que la astenosfera subyacente. Es decir, se hunde a

causa de su flotabilidad negativa. (Los objetos con una flotabilidad positiva “flotan” como un trozo de madera en el agua, mientras que los objetos con una flotabilidad negativa se hunden). En situaciones en las que un continente está unido a un fragmento de la litosfera oceánica en subducción, éste será arrastrado hacia la fosa. Sin embargo, los continentes se extienden por encima de gruesas secciones de manto litosférico. Como consecuencia, tienden a resistirse a ser remolcados, lo cual crea esfuerzos tensionales que estiran y adelgazan la corteza. El hecho de si el arrastre de placas puede separar un continente es todavía objeto de estudio. Quizá otros factores, entre los cuales se cuentan la presencia de puntos calientes o zonas de fragilidad, como una gran zona de falla, pueden contribuir a la ruptura. Los investigadores han sugerido que durante la fragmentación de Pangea, el continente americano se separó de Europa y África como consecuencia de otra fuerza: la *succión de las placas*. Recordemos que cuando una capa oceánica fría se hunde, hace que la fosa avance hacia el lado oceánico o vuelva atrás, lo cual crea una corriente en la astenosfera que arrastra la placa suprayacente *hacia* la fosa que se retira (Figura 2.24).

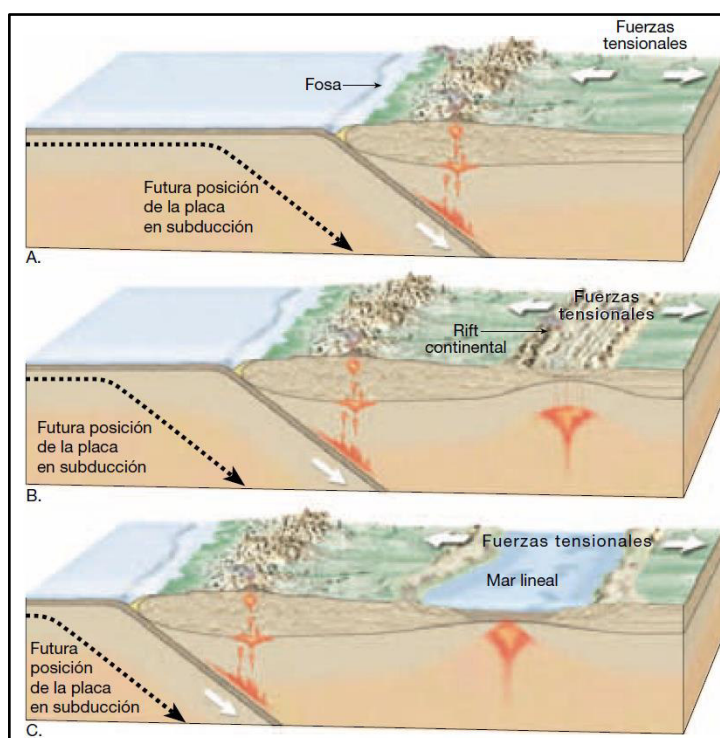


Figura 2.24. Ilustración de cómo la retirada, o «roll-back», de la fosa produce fuerzas de succión que se cree que contribuyen a la fragmentación de un continente. Fuente. Tarbuck y Lutgens (2005).

Durante la fragmentación de Pangea, una zona de subducción se extendía a todo lo largo del borde occidental del continente americano. A medida que se desarrollaba esta zona de subducción, la fosa se retiraba lentamente en dirección oeste hacia el centro de expansión situado en el Pacífico. Los restos actuales de esta zona de subducción son, entre otros, la fosa Perú-Chile, la fosa Centroamericana y la zona de subducción Cascadia. La succión de las capas a todo lo largo del borde occidental del continente americano pueden haber proporcionado las fuerzas tensionales que fragmentaron Pangea.

En resumen, la ruptura continental se produce cuando una masa continental se encuentra bajo tensión, que tiende a alargar y adelgazar la litosfera. Los puntos calientes que debilitan y elevan la corteza pueden ayudar a este mecanismo (Tarbuck y Lutgens, 2005).

2.3.7.3 Rifts Continentales. Los rifts continentales son regiones de deformación extensional donde todo el espesor de la litosfera se ha deformado bajo la influencia de la tensión desviatoria. El término "rift" se aplica tan sólo a las características litosféricas mayores y no abarca las estructuras de extensión a menor escala que se pueden formar en asociación con cualquier tipo de deformación (Kearey, Klepeis y Vine, 2009).

El desarrollo extensional de un rift se refleja en su registro sedimentario (Figura 2.25). La secuencia de pre-rift es el paquete sedimentario depositado antes de la extensión. La secuencia sin-rift está constituida por sedimentos depositados durante el rifting. Los sedimentos de sin-rift muestran espesores y variaciones de facies a través de las fallas de crecimiento, y el ensanchamiento de los depósitos en el techo de la falla y el adelgazamiento o no deposición en el piso de la falla son característicos. La secuencia post-rift es controlada por la geometría de los bloques de fallas y el hundimiento térmico después del cese de la extensión (Fossen, 2010).

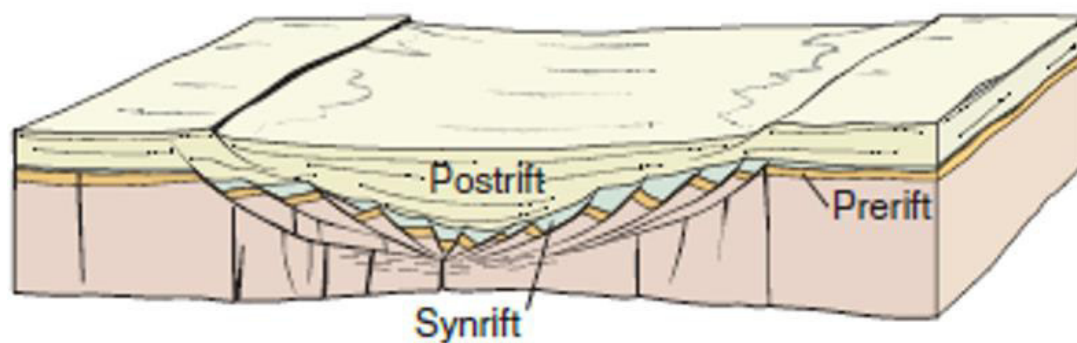


Figura 2.25. Tipos de depósitos presentes en un rifting. Fuente. Fossen (2010).

Durante la depositación de los sedimentos se produce un fallamiento extensional lístrico activo, que da origen a un *rollover* que formará una cuña de sedimentos de sin-rift que será más potente hacia la falla (Figura 2.26).

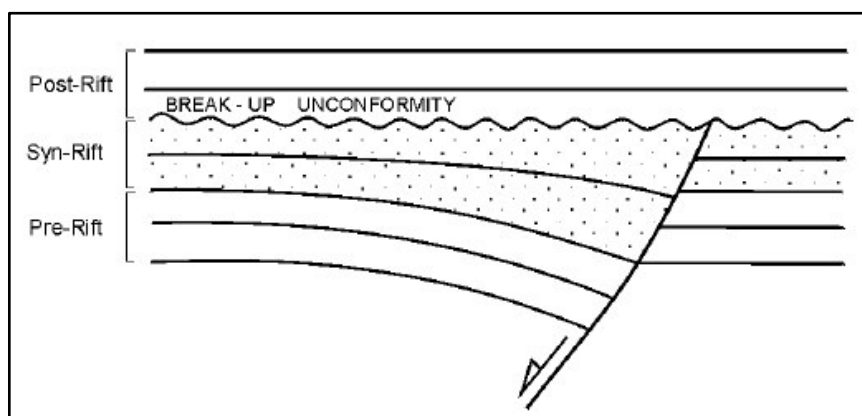


Figura 2.26. Diagrama de acumulación de las secuencias estratigráficas antes, durante y después del movimiento por fallas extensionales. La discordancia postruptura (*break-up unconformity*) indica el tope de las secuencias de sin-rift y el pasaje a las secuencias de post-rift. Fuente. LABORATORIO DE TECTÓNICA ANDINA. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2015).

2.3.7.3.1 Contexto geodinámico. Según Olsen y Morgan (1995), un rift continental es una depresión tectónica alargada, asociada a la cual, el conjunto de la litosfera ha sido modificada por extensión. La formación de un rift continental supone, por tanto, el desarrollo de procesos de extensión de la litosfera, que llevan asociados un ascenso de la astenósfera y un aumento del flujo térmico ("Caradeangel", 2012). Este proceso puede ser explicado mediante dos mecanismos claramente diferentes (Segor y Burke, 1978; Keen, 1985 – citados en "Caradeangel", 2012):

1. Rifting activo. El modelo de rifting activo está condicionado por un ascenso de la astenósfera, relacionado con la presencia de una anomalía térmica en el manto y el desarrollo de movimientos ascensionales del mismo, en forma de “pluma”. Según White y McKenzie (1989), estas plumas astenosféricas presentan una temperatura superior en 100-150°C a la del manto circundante, lo que condiciona su menor densidad y, en consecuencia, el desarrollo de un movimiento ascensional de la astenósfera (“Caradeangel”, 2012). En este modelo de rifting, la elevación de la astenósfera provoca una elevación regional de la corteza, formando un domo (Figura 2.27), con un radio de 200 - 800 km y una elevación 0.5 a 3 km, que condiciona un estado de esfuerzos extensional radial.

2. Rifting pasivo. Por el contrario, el modelo de rifting pasivo (Figura 2.27) está condicionado por el desarrollo de un estado de esfuerzos distensivo en la litosfera, que conduce a su adelgazamiento y a la elevación posterior de la astenósfera. Esta elevación de la astenósfera puede producir un ligero movimiento ascensional de la corteza, que genera un abombamiento local (ligera elevación de los márgenes del rift).

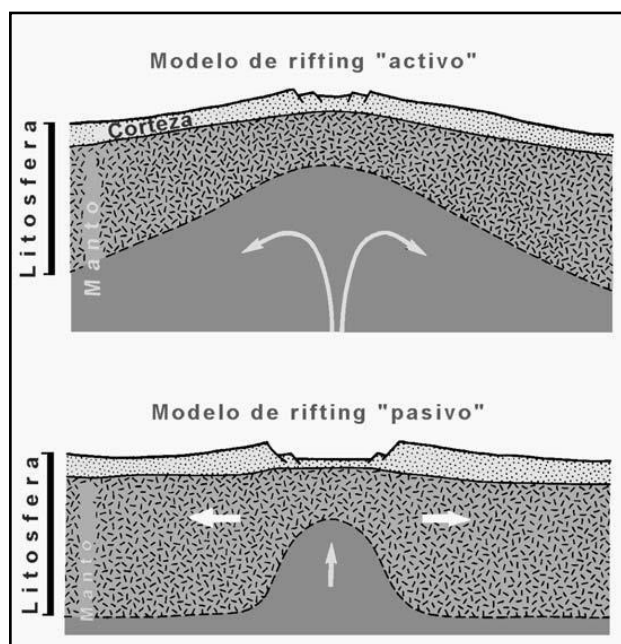


Figura 2.27. Modelos de rifting activo y pasivo. Fuente. Keen (1985) y Wilson (1989) – citados en “Caradeangel” (2012).

La secuencia de eventos esperable según cada uno de estos modelos de rifting es netamente distinta; así, un rifting activo presentaría:

Abombamiento regional → vulcanismo → formación de una depresión central

En el caso de un modelo de tipo pasivo, la secuencia sería, por el contrario:

Formación de una depresión central → abombamiento local → vulcanismo

La adscripción de los rifts activos actualmente a uno u otro de estos modelos es, no obstante, compleja. Mientras en numerosos casos los datos geofísicos (Fairhead, 1979; Green et al., 1991; Davis et al., 1993; Gao et al., 1994; Ritsema y Van Heijst, 2000 – citados en “Caradeangel”, 2012) permiten inferir la existencia de anomalías en el manto subyacente y favorecen la hipótesis del rifting activo, en otros casos (p.e. el graben del Rhin; Glahn et al., 1993 – citados en “Caradeangel”, 2012) tales anomalías no parecen existir tratándose probablemente de rifts de tipo “pasivo”. Por otra parte, nada impide que en los rift de mayor desarrollo temporal, el mecanismo de rifting pueda variar en el tiempo o de unos a otros segmentos del rift. Así, en el rift del Este de África, el registro sedimentario indica una fuerte subsidencia precediendo al abombamiento regional (p.e. Baker et al, 1972; Carson y Curtis, 1989; Mohr, 1982 - citados en “Caradeangel”, 2012), sugiriendo un mecanismo de tipo rift pasivo, al que sigue una activación del manto infrayacente pasando a un modelo de tipo activo. Desde el punto de vista de la petrogénesis, las mayores diferencias entre uno y otro mecanismo de rift afectan al tipo de manto implicado en la generación del magmatismo, que en el modelo del rifting activo debe de corresponder a un manto profundo, (manto astenosférico) en tanto que en el modelo de rifting pasivo debe representar niveles más superficiales del manto (parte superior del manto astenosférico o incluso manto litosférico).

2.3.7.3.2 Estadios en la evolución temporal de los sistemas de rift intracontinental. La evolución temporal del proceso de rifting puede

considerarse dividida en tres etapas (Gass, 1972; McKenzie, 1978; Burke y Wilson, 1979) (Figura 2.35).

1. Etapa pre-rift. La etapa pre-rift está caracterizada, desde un punto de vista tectónico, por el inicio de la extensión de la corteza (en términos reales, del conjunto de la litosfera); dicha extensión, en el caso de los rifts de tipo “activo”, está relacionada con el abombamiento de la corteza, al que acompaña una fracturación difusa, de tipo radial y con cierta frecuencia un vulcanismo bimodal de tipo toleítico (flood basalts en los estadios iniciales y riolitas e ignimbritas en las etapas finales), tal como han descrito Kampunzu y Mohr (1991) en la rama este del rift africano (“Caradeangel”, 2012). En otros casos, este abombamiento no resulta acompañado por emisiones volcánicas (p.e. en el área del Lago Tanganika, Dautria y Girod, 1987 - citados en “Caradeangel”, 2012). En el caso de los rifts de tipo “pasivo”, esta etapa está caracterizada por una fracturación difusa, frecuentemente con desarrollo de fallas de bajo ángulo y no se presenta vulcanismo asociado.

2. Etapa sin-rift. La evolución de los procesos extensivos conduce a una fracturación muy destacada de la corteza, mediante fracturas lítricas que inicialmente suelen afectar a uno de los bloques de la corteza, con desarrollo de un hemigraben, pero que posteriormente, afectan a los bloques previos, configurando una depresión central con desarrollo en graben. La fracturación radial que acompaña al desarrollo de un rift de tipo activo, suele tender a concentrarse según las direcciones más favorables estructuralmente, dando origen a puntos triples (Figura 2.28).

En las cuencas sedimentarias formadas por mecanismos de rift, el registro sedimentario muestra un aumento de la tasa de subsidencia durante esta etapa (McKenzie, 1978). La etapa sin-rift presenta típicamente el desarrollo de vulcanismo alcalino, que puede ir precedido por una etapa de basaltos transicionales. En zonas concretas, en las que la dinámica extensiva de la corteza es más

importante, como por ejemplo en el norte del rift Este africano (Etiopía), los basaltos transicionales pueden ser el tipo litológico predominante de la etapa sin-rift (Wilson, 1989 - citado en “Caradeangel”, 2012).

3. *Etapla post-rift.* La evolución de un rift, tras el desarrollo de la etapa sin-rift, puede conducir a dos tipos de situaciones netamente distintas.

- Continuación de la extensión y actividad magmática: esta situación se produce en aquellas ramas de las uniones triples con una mayor actividad magmática, que va asociada normalmente a un comportamiento más extensivo. Estas líneas pueden continuar su evolución hacia estadios en los cuales se comienza a producir corteza oceánica, pasando a convertirse por tanto en límites verdaderos de placa. En esta evolución, los productos emitidos van haciéndose cada vez menos alcalinos y pasan a tener características similares a las de los basaltos toleíticos MORB (Middle Oceanic Ridge Basalt).
- Cese de la actividad magmática y periodo de reposo: las ramas de las uniones triples con una menor actividad magmática y comportamiento menos extensivo, pueden quedar abortadas, generando lo que tradicionalmente se ha denominado como aulacógeno (Burke y Wilson, 1976 - citados en “Caradeangel”, 2012). Esta situación es, por otra parte, la que se produce de modo más común en los rift de tipo pasivo.

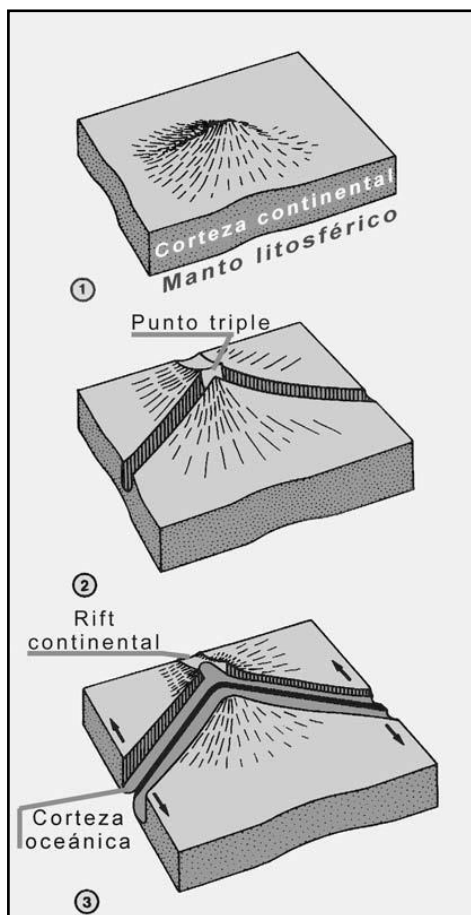


Figura 2.28. Las tres etapas clásicas en la evolución de un rift intracontinental. *Fuente.* Modificado de Burke y Wilson (1979) - citados en "Caradeangel" (2012).

2.3.7.3.3 Modelos de sistemas de rifts.

a) Modelo de McKenzie (1978) o de cizalla pura. Es simple y explica las características generales de los rift, pero no permite explicar las diferencias entre márgenes pasivos conjugados (Figura 2.29).

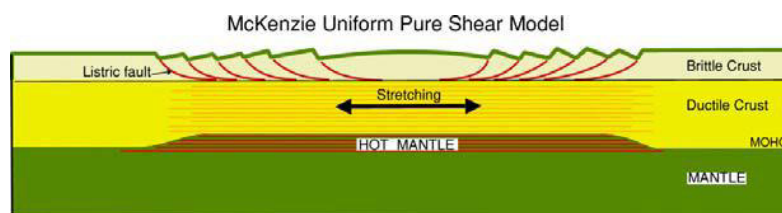


Figura 2.29. Modelo de cizalla pura. *Fuente.* McKenzie (1978) – citado en Cristallini (2009).

b) Modelo de Wernicke (1985) o de cizalla simple. Permite explicar las diferencias entre márgenes pasivos conjugados y asimetrías en el vulcanismo y zonas de subsidencia térmica (Figura 2.30).

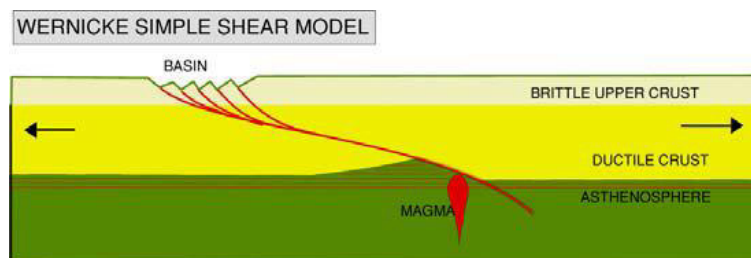


Figura 2.30. Modelo de cizalla simple. Fuente. Wernicke (1985) – citado en Cristallini (2009).

c) Modelo de Lister et al. (1986) o de delaminación. Pueden existir niveles de despegue intracorticales. Es más complejo y permite explicar mayor cantidad de situaciones (Figura 2.31).

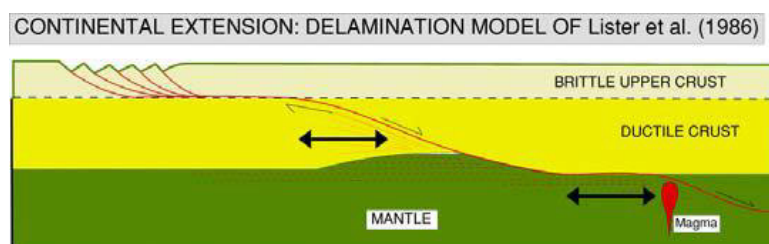


Figura 2.31. Modelo de delaminación. Fuente. Lister et al. (1986) – citado en Cristallini (2009).

La evolución de un margen pasivo continental asimétrico genera un modelo de pares conjugados con una placa inferior (*lower plate*) y otra superior (*upper plate*), las cuales en general comienzan a separarse por una línea de debilidad que puede coincidir con una sutura previa. El margen de placa inferior o *lower plate* presenta desarrollo de amplios sistemas de rift en hemigrábenes, preserva los depósitos sin-rift y puede presentar embancamientos continentales. Por su parte la margen superior o *upper plate* es el más abrupto y presenta un desarrollo importante de magmatismo (Figura 2.32). El proceso de evolución en el tiempo entre los márgenes pasivos

conjugados de las placas sudamericana y africana se puede observar en la Figura 2.33.

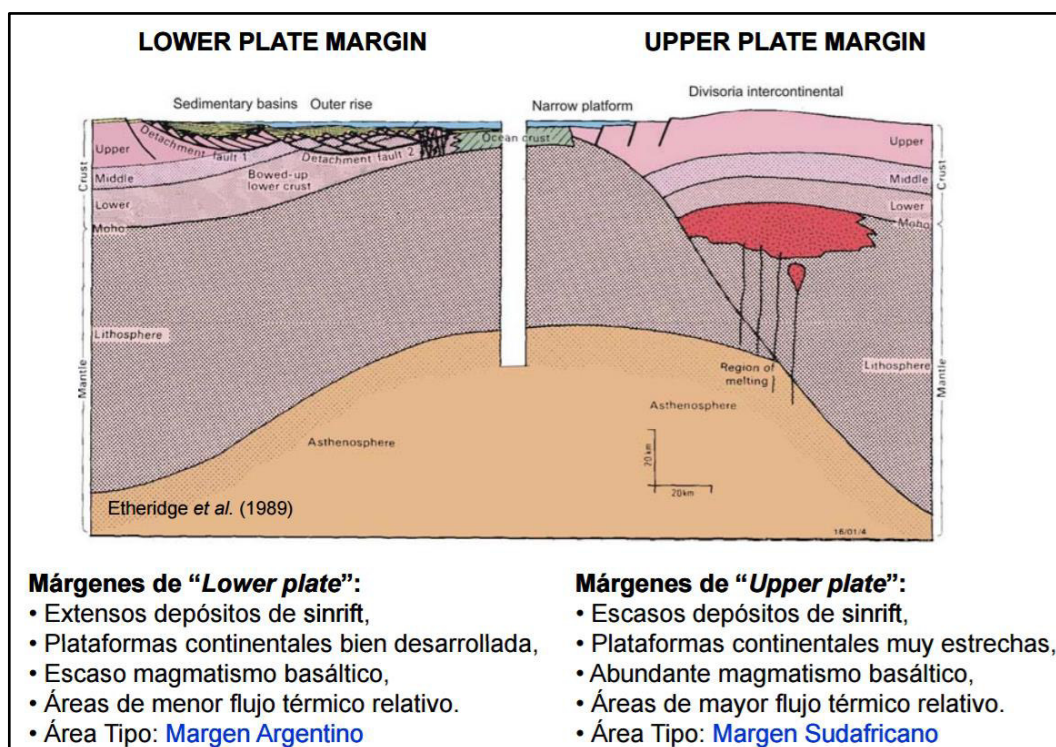


Figura 2.32. Márgenes pasivos conjugados entre el margen argentino y sudafricano. Notese las diferencias entra la placa superior e inferior. Fuente. Etheridge et al. (1989) – citados en Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2014).

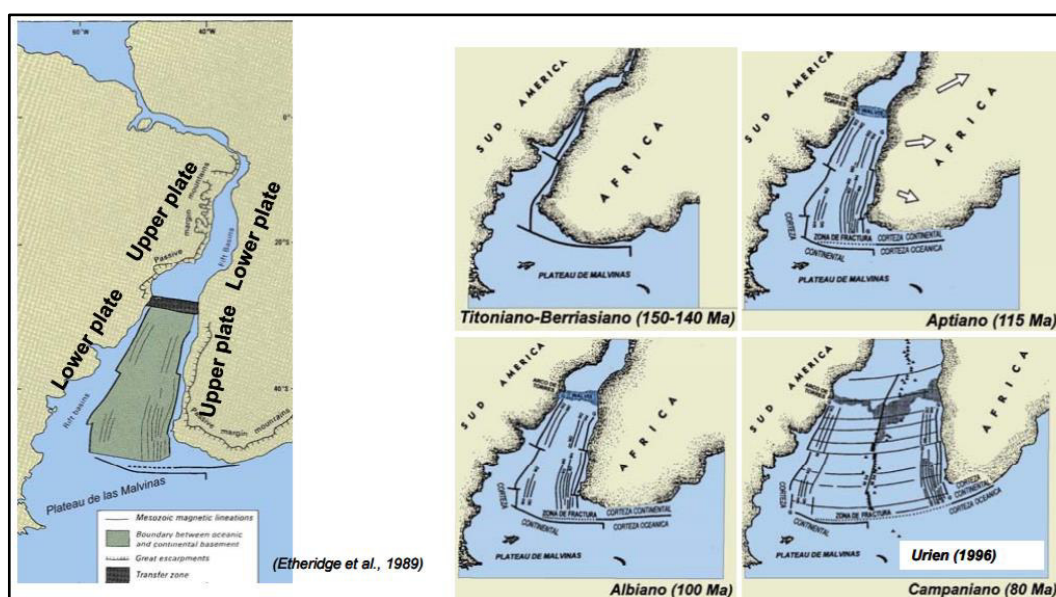


Figura 2.33. Márgenes pasivos conjugados entre la placa sudamericana y africana. Fuente. Etheridge et al. (1989); Urien (1996) – citados en Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2014).

Xiao y Suppe (1992) y McClay (1998) realizaron experimentos en el cual muestra el comportamiento de los materiales cuando son sometidos a extensión (Figuras 2.34 y 2.35).

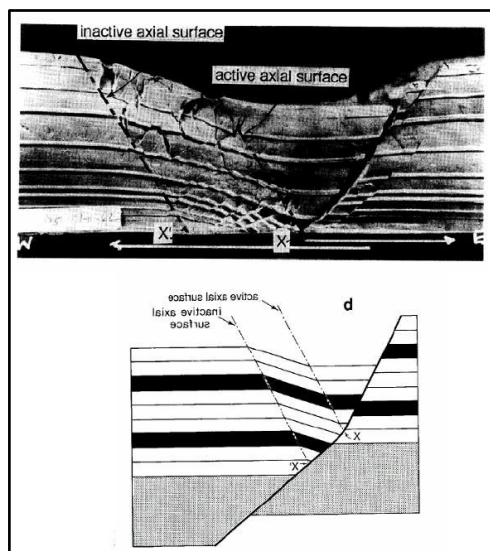


Figura 2.34. Experimento extensional. Fuente. Xiao y Suppe (1992) - citados en Cristallini (2009).

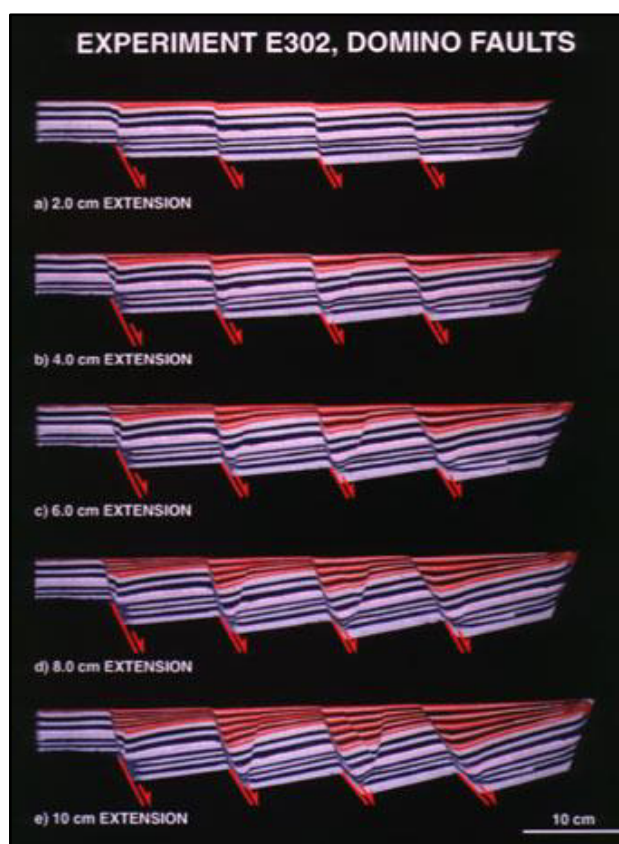


Figura 2.35. Experimento E302 para dominio de fallas extensionales. Fuente. McClay laboratory webpage (1998) - citado en Cristallini (2009).

2.3.8 Nomenclatura de Rocas Ígneas y Sedimentarias

2.3.8.1 Rocas Ígneas.

- **Clasificación modal.**

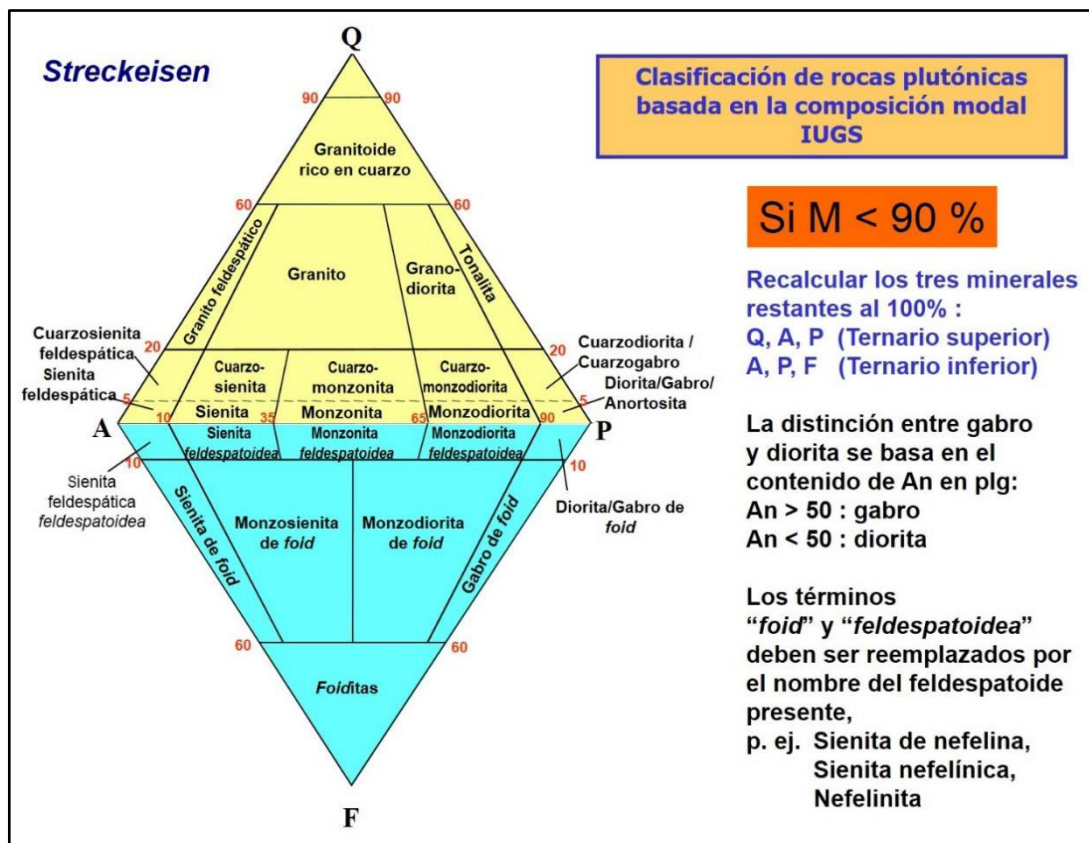


Figura 2.36. Clasificación de Streckeisen para rocas plutónicas. Fuente. Le Maitre et al. (2002) – citados en Sánchez (2008).

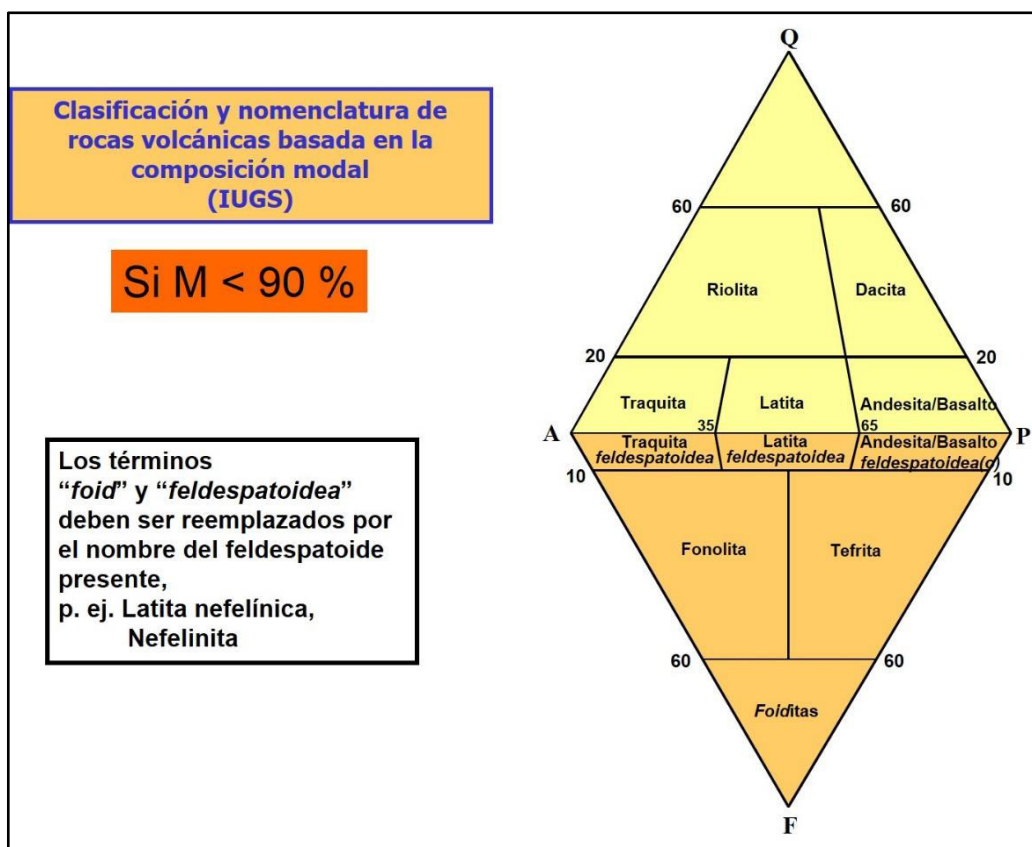


Figura 2.37. Clasificación de Streckeisen para rocas volcánicas. Fuente. Le Maitre et al. (2002) – citados en Sánchez (2008).

➤ **Clasificación de rocas piroclásticas.**

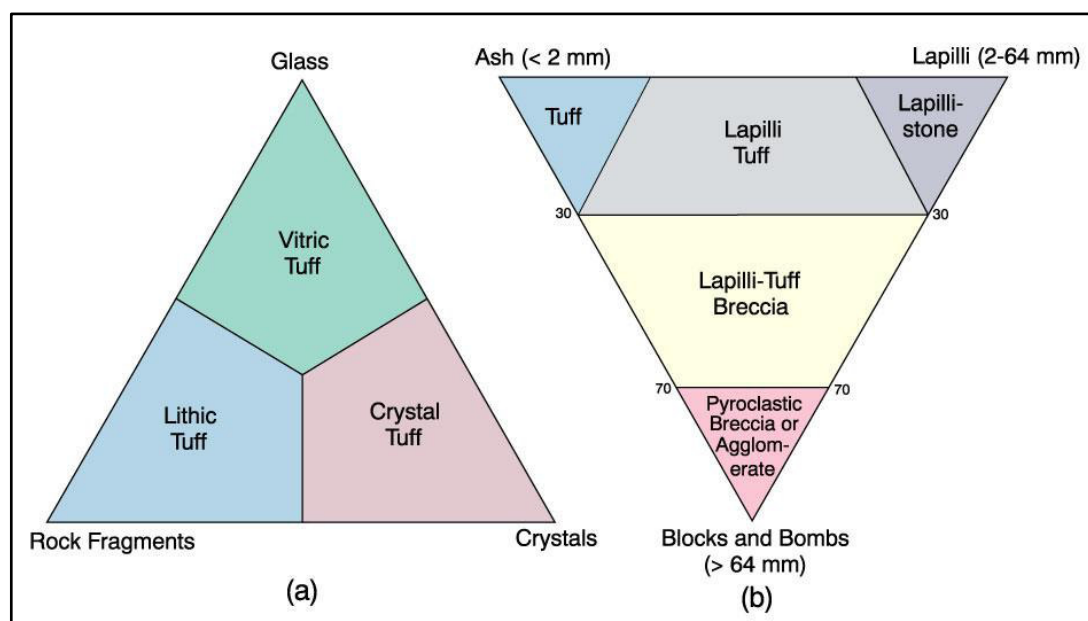


Figura 2.38. Clasificación de las rocas piroclásticas. a. Basados en tipo de material. Fuente. Pettijohn (1975) **y b. Basado en el tamaño del material.** Fuente. Fisher (1966) – citado en Sánchez (2008).

2.3.8.2 Rocas Sedimentarias

• **Conglomerados, Areniscas, Limolitas y Lutitas.** Estas rocas se diferencian en la granulometría de acuerdo a la clasificación de Udden Wentworth (Figura 2.39), reservándose el término partícula para los sedimentos de tamaño inferiores a las arenas (limos y arcillas).

CLASIFICACION DE SEDIMENTOS			
Límites de Clases (milímetros)		Clases de tamaño	Término para roca
256	Gravas	Peñascos	Conglomerado Brecha Rudita Rocas rudáceas
16		Mataténas	
4		Guijarros	
2		Gránulos	
1	Arenas	Arenas muy gruesas	Arenisca Arenita Rocas arenáceas
0.5		Arenas gruesas	
0.25		Arenas medianas	
0.125		Arenas finas	
0.0625		Arenas muy finas	
0.0312	Limos	Limo grueso	L i m o l i t a Argilita Rocas argiláceas Lodolita Rocas Lodosas Lutita
0.0156		Limo medio	
0.0078		Limo fino	
0.0039		Limo muy fino	
		Arcilla	Lutita

Figura 2.39. Escala granulométrica de Udden–Wentworth. Fuente. modificado de Adams et al. (1984) – citado en Montijo (2015).

Considerando exclusivamente el contenido relativo de algunos componentes (cuarzo, feldespato y fragmentos de roca), así como el contenido en matriz, se pueden distinguir las tipologías mostradas en la Figura 2.40. Asimismo se tiene la selección (Figura 2.41), redondez y esfericidad (Figura 2.42) de granos.

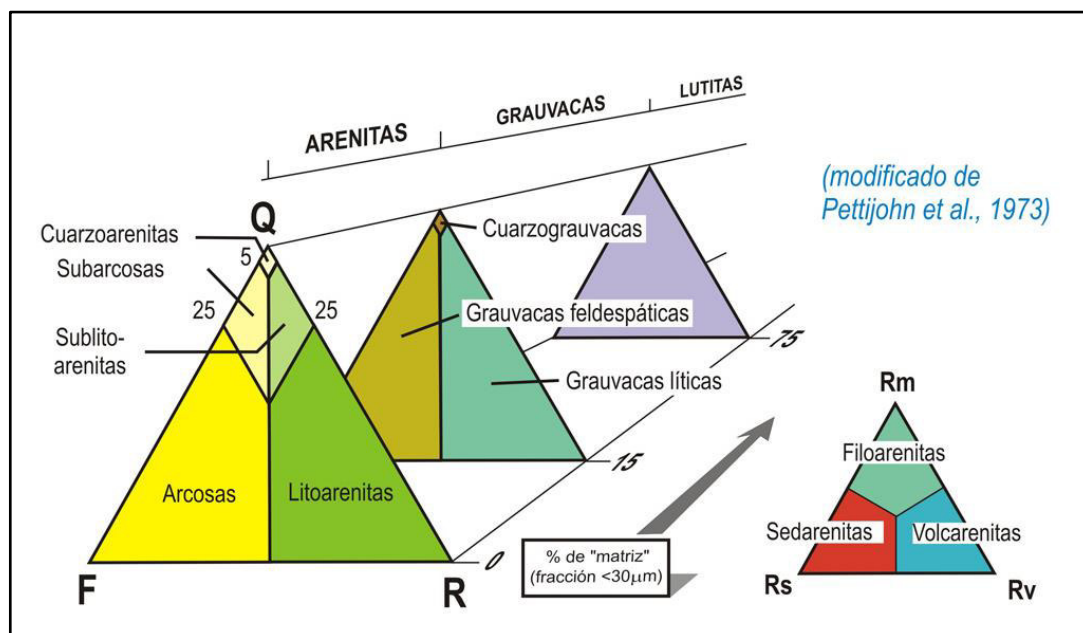


Figura 2.40. Clasificación de rocas silicoclásticas. Fuente. Modificado de Pettijohn et al. (1973) – citado en Universidad Complutense de Madrid (2017).

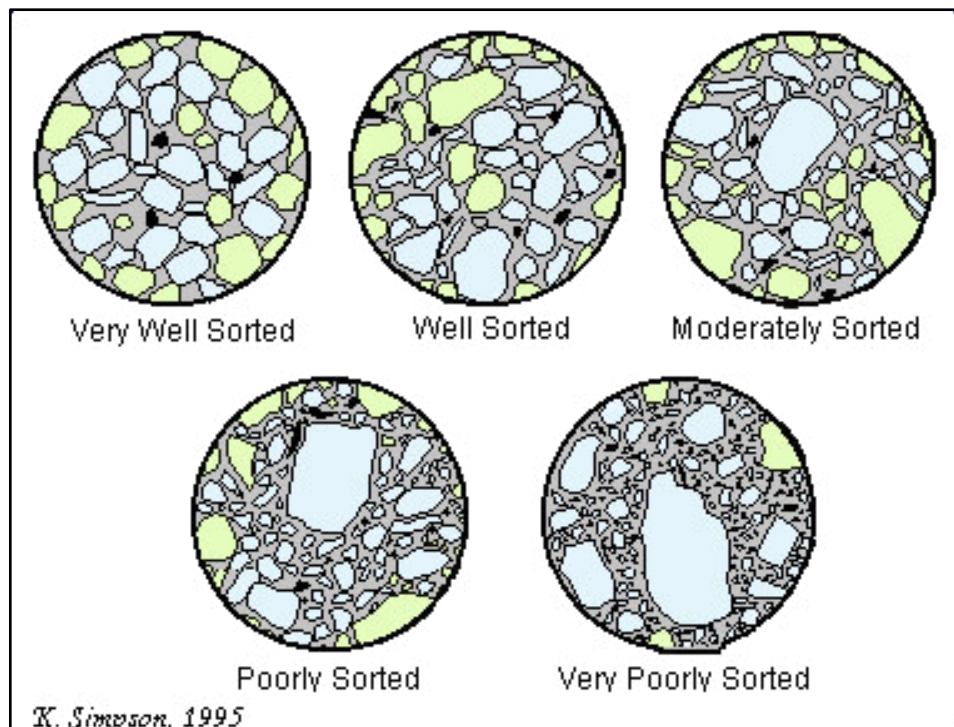


Figura 2.41. Selección de granos. Fuente. Simpson (1995) – citado en "The Rock Cycle" (2013).

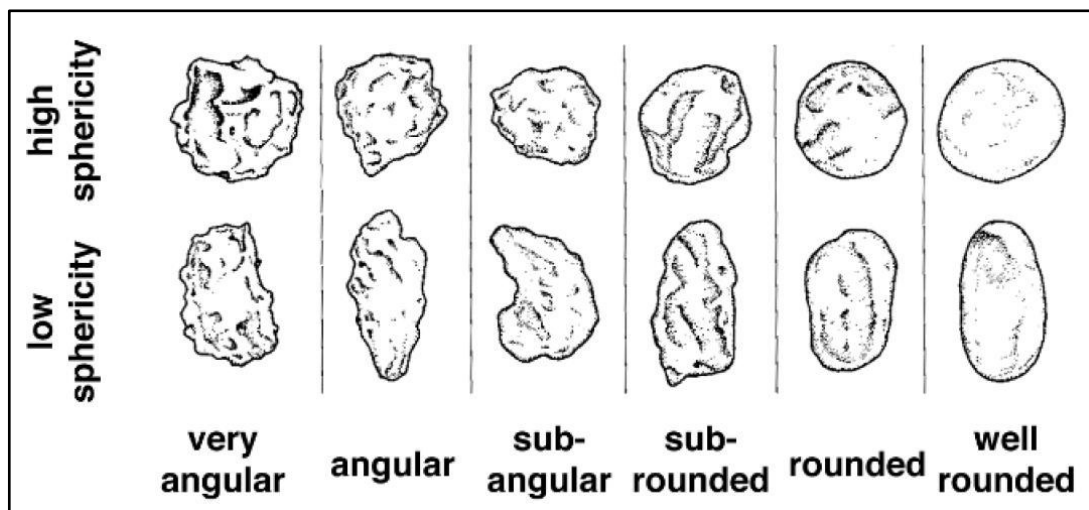


Figura 2.42. Redondez y esfericidad de granos. Fuente. Powers (1953) – citado en Adams, McKenzie y Guilford (1984).

2.3.9 Litofacies y Elementos Arquitecturales

El transporte de grava toma lugar bajo un amplio espectro de condiciones físicas que produce un rango de variaciones texturales y estructurales en los depósitos producidos. Los principales factores controlantes son la condición del flujo, tanto laminar o turbulento, y la concentración del sedimento (Miall, 1996).

La principal diferenciación es entre 2 tipos de procesos: a) flujos que son turbulentos y tienen poca concentración sedimentaria, en el cual el transporte y la depositación toma lugar por tracción y muy limitada suspensión. b) flujos en el cual la alta viscosidad asociada con alta concentración de sedimentos minimiza la turbulencia, dando lugar a un flujo laminar y grano soportado por flotabilidad. Esta segunda clase de evento tiene el nombre general de flujo sedimentario gravitacional (Miall, 1996). Una litofacies es definida como un cuerpo de rocas (sedimentos) con características específicas. Puede ser una simple capa o un grupo de ellas. Idealmente, ésta debería ser una roca distintiva que se formó bajo ciertas condiciones de sedimentación, reflejando procesos particulares, set de condiciones o ambientes (Reading, 1996 – citado en Miall, 1996). Para describir diferentes litofacies, Miall (1996) propone el uso de un sistema de códigos identificatorios de las distintas facies que pueden existir en los sistemas fluviales (Tabla 2.1). El funcionamiento de éste se explica a continuación:

- La letra mayúscula (G = grava, S = arena, F = facies finas, incluyendo arena muy fina, limo y fango) indica el tamaño de grano dominante.
- La letra minúscula acompañante caracteriza la textura o estructura de las litofacies.
- Si existe una segunda letra minúscula (c, m), correspondiente a la letra media, ésta indicará si las facies son clastosoportado (c), o matriz soportado (m).

Tabla 2.1. Clasificación y códigos de facies y su respectiva interpretación.

CÓDIGO DE FACIES	FACIES	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	INTERPRETACIÓN
Gmm	Grava masiva matriz soportada	Gradación pobre	Flujo de detritos plástico (alta resistencia, viscoso)
Gmg	Grava matriz soportada	Gradación inversa a normal	Flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia, viscoso)
Gci	Grava clasto soportada	Gradación inversa	Flujo de detritos rico en clastos (alta resistencia) o flujo de detritos pseudoplástico (baja resistencia)
Gcm	Grava masiva clasto soportada	Ninguna	Flujo de detritos pseudoplástico (carga de fondo inercial, flujo turbulento)
Gh	Grava con estratificación gruesa clasto soportado	Estratificación horizontal, imbricación	Estructuras sedimentarias longitudinales, depósitos de lag, depósitos de sieve
Gt	Grava estratificada	Estratificación en artesas	Colmatación de canales menores
Gp	Grava estratificada	Estratificación cruzada planar	Estructuras sedimentarias transversales, crecimientos deltaicos de remanentes de antiguas barras
St	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estratificación en artesas solitarias o agrupadas	Dunas de cresta sinuosa o lingüiforme (3-D)
Sp	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estratificación cruzada planar solitaria o agrupadas	Estructuras sedimentarias transversales o lingüiformes (dunas 2-D)
Sr	Arena, fina a muy gruesa	Estratificación cruzada con ondulitas	Ondulitas (régimen de flujo bajo)
Sh	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Laminación horizontal, particionada o de corriente	Flujo de estratificación planar
Sl	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estratificación cruzada de bajo ángulo (<15°)	Llenado de estructuras erosivas, humback o dunas lavadas, antidunas
Ss	Arena, fina a muy gruesa. Puede ser guijarrosa	Estructuras erosivas de fondo (desbaste) anchas y someras	Llenado de estructuras erosivas
Sm	Arena, fina a muy gruesa	Masiva o laminación poco clara	Depósitos de flujos de sedimentos gravitacionales
Fl	Arena, limo, fango	Laminación fina, ondulitas muy pequeñas	Llanuras de inundación, canales abandonados o depósitos de inundación en su etapa final
Fsm	Limo, fango	Masiva	Pantano o canal abandonado
Fm	Fango, limo	Masiva, grietas de desecación	Llanura de inundación, canales abandonados o depósitos de cubierta
Fr	Fango, limo	Masiva, raíces, bioturbación	Capas de raíces, suelo incipiente
C	Carbón, fango carbonáceo	Improntas de plantas en el fango	Depósitos de pantanos ricos en vegetación
P	Carbonato paleosol (calcita, siderita)	Características pedogénicas: nódulos, filamentos	Suelo con precipitación química

Fuente. Modificado de Miall (1996).

2.3.9.1 Arquitectura Fluvial. Término empleado para agrupar la geometría y arreglo interno de los cursos fluviales y de las llanuras de inundación en una secuencia fluvial (Miall, 1996) (Interpretación en 3D). Se entiende como un **elemento arquitectural fluvial** como el componente de un sistema depositacional equivalente en tamaño no mayor que un canal lleno, y no menor que una unidad de facies (Miall, 1996). Se caracteriza por poseer un distintivo conjunto de facies, geometría interna, forma externa y, en algunas instancias, un perfil vertical (Miall, 1996).

A principios de los años 90, los elementos arquitecturales eran frecuentemente utilizado por los sedimentólogos para describir conjuntos característicos de litofacies y geometrías particulares, con el fin de comprender a cabalidad el ambiente y condiciones depositacionales de los sedimentos. Sin embargo, esta clasificación se ha dejado un poco de lado, debido a la complejidad que tiene en algunos casos agrupar litofacies en elementos arquitecturales. Es por esta razón, que el concepto arquitectural debe ser utilizado sólo en los casos que la geometría y configuración de las litofacies permitan un claro reconocimiento de la arquitectura fluvial.

Similar al caso de las litofacies, Miall (1996) propone un sistema de códigos para catalogar los distintos tipos de elementos arquitecturales. En la tabla 2.2 se presentan los elementos arquitecturales, con sus respectivos códigos, agrupación de litofacies, y la geometría y relaciones que pueden presentar.

Tabla 2.2. Clasificación y códigos de elementos arquitecturales, su agrupación de facies, geometría y relaciones características.

SÍMBOLO	ELEMENTO ARQUITECTURAL	CONJUNTO DE FACIES PRINCIPALES	GEOMETRÍA Y RELACIONES
CH	Canales	Cualquier combinación	Dedos, lentes o capas; base erosional cóncava hacia arriba; escala y forma variable
GB	Barras y estructuras sedimentarias de gravas	Gm, Gp, Gt	Lentes, plano; usualmente cuerpos tabulares; comunmente interestratificado con SB
SB	Estructuras sedimentarias arenosas	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes, capas, planos, cuñas, ocurren como relleno de canales, crevasse splays, barras menores
DA	Macroformas de acreción aguas abajo	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss	Lentes descansando en planos o en base canalizada
LA	Macroformas de acreción lateral	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss o menos	Cuñas, capas, lóbulos
HO	Hoyo de erosión sin orientación	Gh, Gt, St, Sl	Agujero de formas acucharadas con llenado asimétrico
SG	Flujos sedimentarios gravitacionales	Gmm, Gmg, Gci, Gcm	Lóbulos, capas, típicamente estratificada con GB
LS	Arenas laminadas	Sh, Sl; en menor proporción Sp, Sr	Capas, planos
FF	Sedimentos finos de llanura de inundación	Fm, Fl	Planos delgados o gruesos, comunmente estratificado con SB, puede llenar canales abandonados

Fuente. Modificado de Miall (1996).

La tabla 2.2 de Miall (1996) de los elementos arquitecturales básicos en los depósitos fluviales, pero de manera gráfica se aprecia en la Figura 2.43. En este gráfico se observa el elemento GM [*i.e.* GB]: Gravel bars and bedforms.

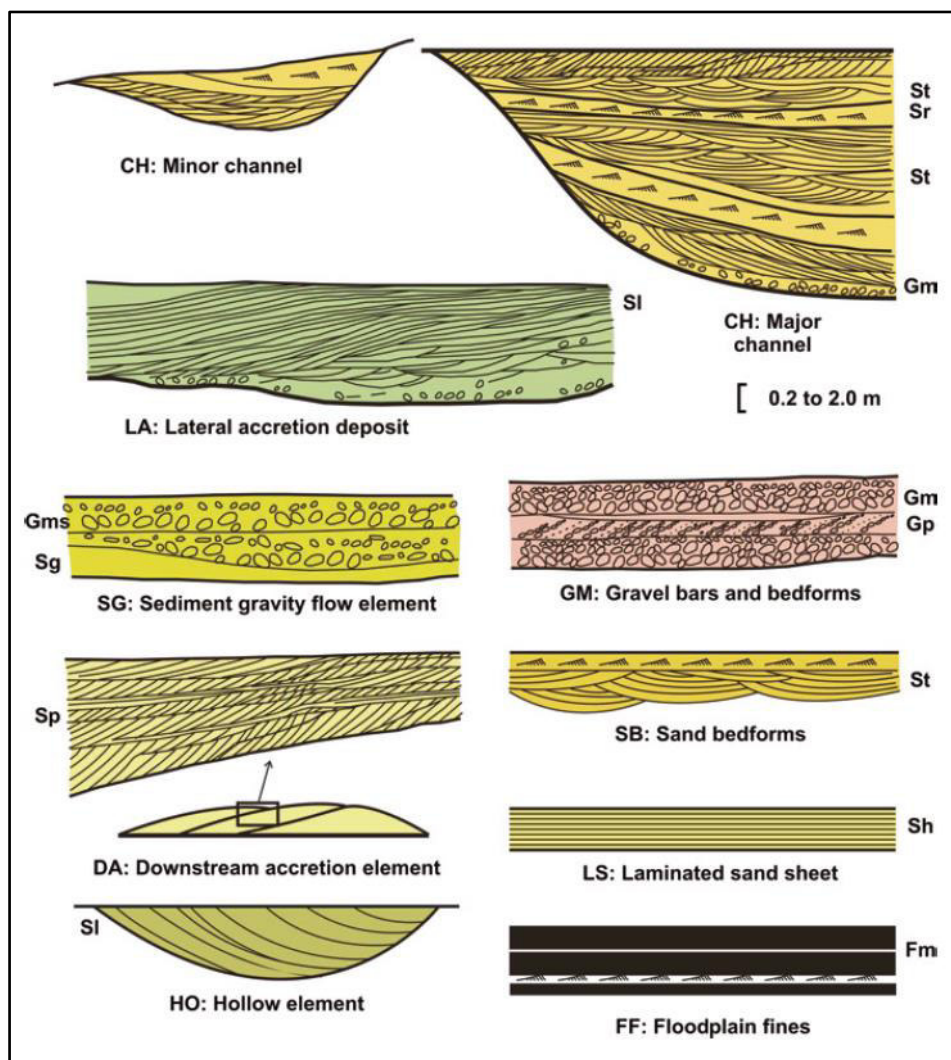


Figura 2.43. Los 8 elementos arquitecturales originales de Miall (1985) a los que se ha agregado el elemento HO (hollow element). Fuente. Miall (2014).

2.4 Marco Conceptual

Acomodación: Es el espacio disponible para la acumulación potencial de sedimentos o el proceso de crearlo.

Aluvial: Que se ha formado a partir de materiales arrastrados y depositados por corrientes de agua.

Anticlinal: Zona plegada donde los estratos de roca forman una convexidad hacia arriba (protuberancia). Los estratos más antiguos se encuentran en la parte interna o eje del anticlinal.

Barra de canal: Depósito de arena o grava, de forma más o menos alargada, situado en el curso de una corriente, especialmente de tipo anastomosado.

Basculamiento (en inglés: tilting): Inclinación de un bloque geológico, a la manera del movimiento de una báscula o balanza.

Braided stream (Corriente entrenzada): Corriente que circula en canales que se dividen y reunen sucesivamente, quedando separados unos de otros por islas o barreras.

Brecha sedimentaria: Roca formada por un 50%, al menos, de fragmentos angulosos con diámetro superior a 2 mm, unidos por un cemento o una matriz.

Brecha de falla: Es una masa de material fragmentario resultante del efecto de la trituración que sufren las rocas a lo largo del plano de falla. Si el material resulta metamorfozado por la elevada presión y temperatura, con recristalización y cambio mineralógico, el material recibe el nombre de milonita.

Brecha volcánica: Roca formada por fragmentos de rocas volcánicas y fragmentos de las rocas encajantes a veces, cementados por cenizas y lapillis.

Buzamiento: Ángulo que forma la superficie de un estrato con la horizontal, medido en el plano que contiene la línea de máxima pendiente.

Calcarenita: Roca sedimentaria formada por granos calizos de tamaño de arena.

Cemento: Precipitación química, fina o ampliamente cristalizada, que empasta los granos y clastos de una roca.

Chevron: Pliegue con charnela angulosa y flancos planos.

Cizalla: Es el efecto de corte (a la manera del exhibido por las hojas de una tijera) que hace que las dos partes separadas por el esfuerzo se deslicen una respecto a la otra, en dirección paralela al plano que las separa.

Cizallas de Riedel: Corresponden a planos de corte (R1 y R2) que se generan por cizalla simple. Dichos planos forman respectivamente ángulos aproximados de 80° y 15° respecto a los planos que definen una zona de falla. Las cizallas de Riedel pueden ser interpretadas como planos de cizalla simple generados subsecuentemente por σ_1 (sigma 1) en la zona de falla.

Cizalla Pura: Aquella cizalla que es producto de esfuerzos coaxiales opuestos (los ejes de deformación infinitesimales y finita se mantienen paralelos durante la deformación) y no hay rotación de los ejes de deformación.

Cizalla Simple: Cizalla producida por un par de fuerzas que actúa presionando oblicuamente en un bloque geológico limitado por dos fallas paralelas o subparalelas de movimiento opuesto (zona de falla). Es decir, hay rotación de los ejes de deformación y estos no se mantienen paralelos durante la deformación (deformación no coaxial).

Clasto: Fragmento, ya sea de un cristal, una roca, o un fósil.

Concordante: Patrón estratal donde las superficies estratales, supra e infrayacentes, son paralelas.

Deformación Dúctil: Cambio de la forma de la roca que se produce en estado sólido, donde no hay pérdida de cohesión a escala de granos cristalinos. La deformación es continua y no se produce fracturamiento. Puede ser a su vez elástica y permanente.

Deformación Frágil: Es el cambio de forma de la roca por la pérdida de cohesión interna. La deformación es discontinua, pues la roca se fractura al estar sometida a esfuerzos.

Deformación por cizalla: Da cuenta de los cambios en los ángulos entre líneas, que ocurren en toda deformación.

Depocentro: Área o lugar de una cuenca sedimentaria en la que una unidad estratigráfica concreta alcanza el máximo espesor.

Depósitos coluviales: Son depósitos de corto recorrido transportados por gravedad, motivo por el cual presentan clastos angulosos y heterométricos con mala selección.

Diaclasa: Fractura de rocas o de materiales sin desplazamiento relativo de las partes separadas.

Diacronismo: Fenómeno por el cual una capa que presenta una misma facies tiene edades diferentes según los lugares.

Diagénesis: Proceso que implica cambios físico-químicos en un depósito sedimentario que lo convierte en una roca.

Diagrama de Polos: Proyección estereográfica que muestra un conjunto de puntos (polos) que representan a las fallas o diaclasas de una determinada área de estudio. Cuando la densidad de puntos se miden como porcentajes del total y se demarcan sus áreas se conoce como Diagrama de Contornos.

Discordancia: Contacto entre series de estratos de ciclos sedimentarios sucesivos separados por una fase de erosión o plegamiento.

Epirogénesis: Movimiento tectónicos vertical de la Corteza terrestre. Que afectan grandes áreas continentales.

Erosión: Conjunto de fenómenos externos que, en la superficie del suelo o a escasa profundidad, quitan en todo o en parte los materiales existentes modificando el relieve.

Espejo de falla: Es una superficie brillante, de aspecto pulimentado, que puede aparecer sobre las rocas en el plano de falla por efecto de la recristalización de los minerales sometidos al incremento de presión y temperatura consecuencia de la fricción generada durante el movimiento de la falla.

Estrías de falla: Son marcas de fricción que muestran las rocas en el plano de falla en forma de finas estrías o acanaladuras. Pueden aparecer afectando al espejo de falla.

Estructuras en Echelon: Estructuras escalonadas, paralelas entre sí pero ligeramente desplazadas una respecto a la otra.

Evaporitas: Término general que designa los depósitos ricos en cloruros y sulfatos alcalinos. La precipitación de estas sales es resultado de su concentración, por evaporación intensa de masas de agua.

Facies: Conjunto de rocas con características determinadas, ya sean paleontológicas (fósiles) o litológicas (composición mineral, estructuras sedimentarias, geometría, etc.) que ayudan a reconocer los ambientes sedimentarios o metamórficos, respectivamente, en los que se formó la roca. Algunas asociaciones de facies permiten caracterizar con bastante precisión el medio sedimentario en el que se formaron, como las facies detríticas fluviales o las turbidíticas de talud continental. El término facies fue acuñado por el geólogo suizo Amans Gressly en 1838 y fue parte de su importante contribución a las bases de la estratigrafía moderna, la cual sustituyó a las anteriores nociones de Neptunismo.

Falla: Fractura del terreno con desplazamiento relativo de las partes separadas.

Falla lístrica: Una falla normal que se aplanan con la profundidad y que se encuentra comúnmente en zonas sometidas a regímenes extensionales. Este aplanamiento se manifiesta como un plano de falla curvo y cóncavo hacia arriba, cuyo echado (buzamiento) disminuye con la profundidad.

Graben: Es el conjunto de dos fallas normales con inclinación opuesta en un ambiente tectónico extensivo. Es decir el sector central se mueve relativamente abajo al respecto de los flancos.

Hemigraben: Depresión en ángulo formada por una falla y una superficie inclinada.

Hiato: 1. Ruptura o interrupción de la continuidad del registro estratigráfico debida a la ausencia de materiales que deberían estar presentes y faltan o por no haberse depositado o por haberse erosionado antes del depósito de la unidad

suprayacente. 2. Intervalo de tiempo no representado por rocas en una discontinuidad, que comprende un tiempo sin depósito, o sin depósito y erosión. Sinónimo: laguna estratigráfica.

Litoestratigrafía: Es la estratigrafía física sola, el tipo de roca, sin nada que identifique el tiempo real. Casi todas las rocas son diácronas, a escala regional, las correlaciones litoestratigráficas, suelen ser discordantes con las correlaciones bio o cronoestratigráficas.

Litósfera: Capa externa y sólida de la tierra, está constituida por la Corteza y parte del Manto, se extiende hasta los 100 km de profundidad y está compuesta de silicatos.

Molasa: Término de origen suizo que se utiliza para describir los sedimentos producidos por la erosión de cadenas montañosas tras la fase final de una orogenia (post-tectónica).

Orogénesis: De Oros = montañas y génesis = origen. Conjunto de fenómenos que actúan interrelacionados y llevan a la formación de las cordilleras.

Placa litosférica: Partes rígidas superficiales de la tierra, del orden de un centenar de kms de espesor, cuyo conjunto constituye la litosfera. Pueden desplazarse horizontalmente sobre su substrato viscoso, llamado astenosfera.

Plunge: Inmersión. Es el ángulo de máxima inclinación que forma una línea o estría con su dirección o rumbo. La línea se encuentra contenida en el plano de falla.

Polimíctico: Término que describe que una roca tiene componentes de diferente composición.

Potencia de un estrato: Es el grosor o espesor de un estrato.

Rake (o Pitch): Es el ángulo formado entre una línea o estrías de una falla y el rumbo del plano que lo contiene (el ángulo se mide sobre el plano).

Rubefacción: Coloración roja de los suelos, o de la superficie de algunas rocas, debida a la cristalización de óxidos de hierro (sobre todo hematites) liberados por alteración.

Secuencia estratodecreciente (Thinning-upwards sequence): Secuencia caracterizada por la disminución progresiva de espesor de los estratos hacia el techo.

Secuencia granodecreciente (Coarsening-upwards sequence): Secuencia en la que hacia el techo hay una disminución progresiva del tamaño medio de grano.

Sinclinal: Zona plegada donde los estratos de roca forman una concavidad hacia abajo (depresión). Los estratos más recientes se encuentran en la parte interna o eje del sinclinal.

Subducción: Del Latín Subducere = llevar hacia abajo. Hundimiento de la litósfera oceánica bajo la litósfera continental. A este fenómeno están asociados, la fosa oceánica, los sismos y el vulcanismo asociado a la fusión de la litósfera oceánica.

Subsidencia de la cuenca: Es la cantidad que una cuenca subsidie en función de una fuerza tectónica, carga de sedimentos, compactación y cambios de la profundidad del agua.

Tectónica: En cuencas sedimentarias se define como las variaciones en la posición del substrato de la cuenca por efecto de movimientos de la corteza terrestre. Ocurre en distintas escalas, desde variaciones en el volumen de las cadenas mesoceánicas (efecto global) hasta pequeñas variaciones en las tasas de subsidencia (efecto local). El hundimiento de la cuenca (subsidencia) y la elevación del área fuente (alzamiento) son los efectos tectónicos más importantes en el control del relleno de las cuencas sedimentarias.

Tensor de esfuerzos: En la mecánica de los medios continuos, son los 3 vectores que determinan la distribución de esfuerzos. Es una matriz que representa el estado de los esfuerzos en un punto del cuerpo.

Toba: Roca volcánica formada por piroclastos soldados.

CAPÍTULO 3: HIPÓTESIS Y VARIABLES

3.1 Hipótesis General

La tectónica pudo haber generado hemigrabens conllevando a la formación de facies sedimentarias continentales grano decrecientes del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho.

3.2 Hipótesis Específicas

1. Las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho se pudieron desarrollar regionalmente en distensión.

2. Las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho pueden presentar facies sedimentarias continentales grano decrecientes.

3. Las facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho presentarían fallas normales sinsedimentarias.

3.3 Identificación de Variables

3.3.1 Variable Independiente.

X = La Tectónica.

3.3.2 Variables Dependientes.

Y = Facies del Grupo Mitu.

3.4 Operacionalización de Variables

3.4.1 Variable Independiente.

1. La Tectónica.

- Identificación de indicadores cinemáticos (estrías, marcas de herramientas, riedels).
- Identificación de fallas sinsedimentarias.
- Identificación de la dirección de los esfuerzos σ_1 , σ_2 y σ_3 .
- Medir rumbos y buzamientos de las capas.

3.4.2 Variables Dependientes.

1. Facies del Grupo Mitu.

- Caracterizar las facies.
 - Descripción litológica.
 - Rocas silicoclásticas (litología, color, tamaño de grano, naturaleza de los granos, redondez de los granos, selección de los granos, inclusiones, elementos accesorios, contenido fosilífero, matriz, cemento, grado de consolidación, porosidad visual).
 - Rocas pelíticas (litología, color, textura, tenacidad, inclusiones, elementos accesorios, contenido fosilífero, grado de efervescencia).
 - Rocas carbonatadas (tipología según clasificación textural de Dunham, color, textura, tenacidad, inclusiones, elementos accesorios, contenido fosilífero, porosidad visual según sea el caso).
 - Rocas ígneas (clasificación streckeisén para intrusivos o volcánicos, en el caso de piroclastos utilizar la clasificación de Pettijohn y Fisher. Para lavas ver la orientación del flujo, así como el tipo de serie magmática).

- Identificación de estructuras sedimentarias (laminaciones, estratificación planar/cruzada, paleocorrientes, etc).
 - Elementos arquitecturales según la clasificación de Miall.
 - Bioturbación.
 - Espesor de estratos.
 - Variación lateral.
 - Contactos litológicos (concordancias y discordancias).
-
- Asociar las facies.
 - Identificar los ambientes depositacionales.
 - Asociar las secuencias depositacionales como relleno de la cuenca.

CAPÍTULO 4: METODOLOGÍA

4.1 Tipo y Diseño de Investigación

El tipo de investigación a realizar es correlacional puesto que se utilizarán variables dependientes (las facies del Grupo Mitu) e independientes (la tectónica), y explicativo ya que al agrupar los datos convenientemente se podrá inferir el escenario tectónico y las facies del Grupo Mitu, y con ello explicar el porqué de la investigación.

El diseño de la investigación según el propósito es observacional, puesto que es un problema planteado por la naturaleza y no se puede manipular la variable independiente (la tectónica); según la cronología de las observaciones es retrospectivo, puesto que se cuenta con algunos datos de campo recolectados con anterioridad, aunque no son los suficientes para el objetivo de la investigación; y según el número de mediciones es longitudinal, ya que se realizarán varias mediciones de campo hasta tener datos que nos lleven a conclusiones confiables.

El diseño de investigación se realizará en etapas, las cuales son:

Etapas 1.

En esta etapa se recolectará la información bibliográfica existente del Grupo Mitu, escenarios coetáneos y parecidos, y se observarán imágenes satelitales del área de estudio. Se obtendrá información de accesibilidad a los diferentes puntos elegidos. Al mismo tiempo se determinará el tema de tesis y se elaborará el proyecto de tesis.

Etapas 2.

Comprende trabajos de campo consistentes en recolección de datos referente a la tectónica y las facies de los afloramientos del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho, y toma de rumbos y buzamientos de las estructuras.

Etapas 3.

Procesamiento e interpretación de datos. Se utilizará el software Faulkin para obtener las direcciones de esfuerzos tectónicos que afectaron al Grupo Mitu en el área de Cangallo y el software Dips 6.2 y Autocad 2016 para interpretación de paleocorrientes.

Etapas 4.

Elaboración de esquemas paleogeográficos que ayuden a dilucidar los problemas planteados.

Etapas 5.

Concluir la influencia del tectonismo en la formación de facies del Grupo Mitu en el área de Cangallo – Ayacucho.

Etapas 6.

Redacción de la tesis.

4.2 Unidad de Análisis

El Grupo Mitu aflorante en el área de Cangallo – Ayacucho.

4.3 Población de Estudio

La población de estudio son el conjunto de facies y estructuras que se encuentran en los afloramientos del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho.

4.4 Tamaño de la Muestra

Son las muestras litológicas y estructuras (fallas y pliegues) ubicadas en el área de Cangallo-Ayacucho. Las estructuras sedimentarias desde centimétricos hasta métricos. Las fallas son desde centimétricos (sinsedimentarias) hasta kilométricos (regionales).

4.5 Selección de la Muestra

Las muestras seleccionadas en el caso de fallas, se elegirán las diferentes quebradas accesibles con evidencia de fallamiento (espejo de falla, brecha de falla, etc); para diaclasas y pliegues, los que se encuentren; y en el caso de estratos para identificación de facies, se elegirán los afloramientos accesibles con mayor continuidad estratigráfica. Las muestras a elegir son algunas paramétricas, tales como rumbos y buzamientos de fallas e imbricación de clastos, y otras no paramétricas como tipos de facies presentes.

4.6 Técnicas de Recolección de Datos

Serán por medio de imágenes satelitales, la toma directa de datos de campo teniendo en cuenta los elementos tectónicos y descripción de muestras a través del microscopio petrográfico.

4.7 Análisis e Interpretación de la Información

El análisis e interpretación de la información se obtendrá a partir de los estereogramas para fallamientos y diaclasas; y análisis de facies. Se analizarán secciones estructurales y mapas convenientes para determinar la influencia del tectonismo en la formación de las facies del Grupo Mitu en el área de estudio. Como estadígrafo inferencial se utilizará la media y la desviación típica para graficar la campana de Gauss de paleocorrientes del Mitu Fluvial en Excel 2016 y luego el promedio con la data depurada haciendo uso del software Dips 6.2.

Además se utilizará el software Faultkin para calcular el promedio de rumbos y buzamientos de fallas Mitu y obtener la ciclográfica con la dirección de esfuerzos.

CAPÍTULO 5: RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1 Análisis e Interpretación

5.1.1 Geología

El Grupo Mitu en el área de Cangallo - Ayacucho, debido a los cambios litológicos se conforma de dos formaciones: Mitu volcánico y Mitu sedimentario (Figura 5.1).



Figura 5.1. Contacto de falla entre las formaciones Mitu volcánico y Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca al SE del pueblo de Chahuaybamba (al E de Cangallo). Esta falla basculante presenta un rumbo de N 135° y buzamiento de alto ángulo variable debido al basculamiento hacia el SW.

1. Formación Mitu volcánico.

Está formado por lavas riolíticas porfíricas (fenocristales de plagioclasas y en menor número de cuarzo) de color rosado liláceo, morado grisáceo y gris liláceo (Figura 5.2). En partes, se observan estructuras de flujo de lava (Figura 5.3). Además, y localmente, está formado de tobas riolíticas blanquecinas y parduzcas debido a la meteorización como se observa en el puente Cangallo al SE de la ciudad (Figura 5.4); a su vez se observa estructuras de escape de aire (Figura 5.5) evidenciado por tobas englobando clastos riolíticos.

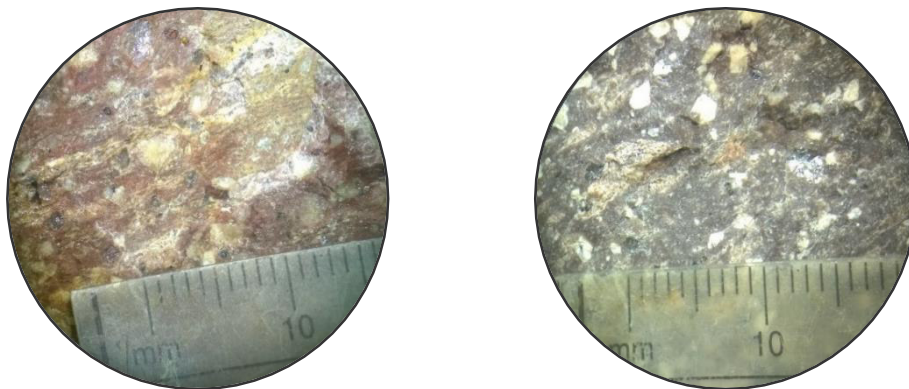


Figura 5.2. Riolita rosada lilácea (izquierda) y gris lilácea con tonos marrones (derecha) con fenocristales de plagioclasa y cuarzo pertenecientes a la formación Mitu volcánico.



Figura 5.3. Estructura de flujo de lavas riolíticas porfíricas con dirección SW de la formación Mitu volcánico al SE de la ciudad de Cangallo - Ayacucho.



Figura 5.4. Toba riolítica: blanca, argilizada, con vidrio volcánico de grano fino (hasta 1 mm), matriz soportada, fractura concoidea y dura, perteneciente al Mitu volcánico ubicada al SE de Cangallo. Estas tobas presentan fracturas con rumbo N 110° y buzamiento 37° SW.



Figura 5.5. Toba soldada formada por escape de aire atrapada en las cenizas volcánicas. Los clastos corresponden a riolitas porfíricas del Mitu volcánico.

2. Formación Mitu sedimentario.

Esta formación puede ser dividida en dos miembros de acuerdo a sus características litológicas:

2.1 Miembro inferior. Caracterizado por depósitos coluviales, llanuras de inundación y esporádicos niveles fluviales.

En la quebrada Puca Puca, este miembro se caracteriza por depósitos de brechas conglomeráticas (típica de conos coluviales) alternado con areniscas muy finas y arcillitas limosas rojas (llanuras de inundación) (Figura 5.6). Esta secuencia tiene un rumbo de N 125° y buzamiento 32° SW (Figura 5.7).

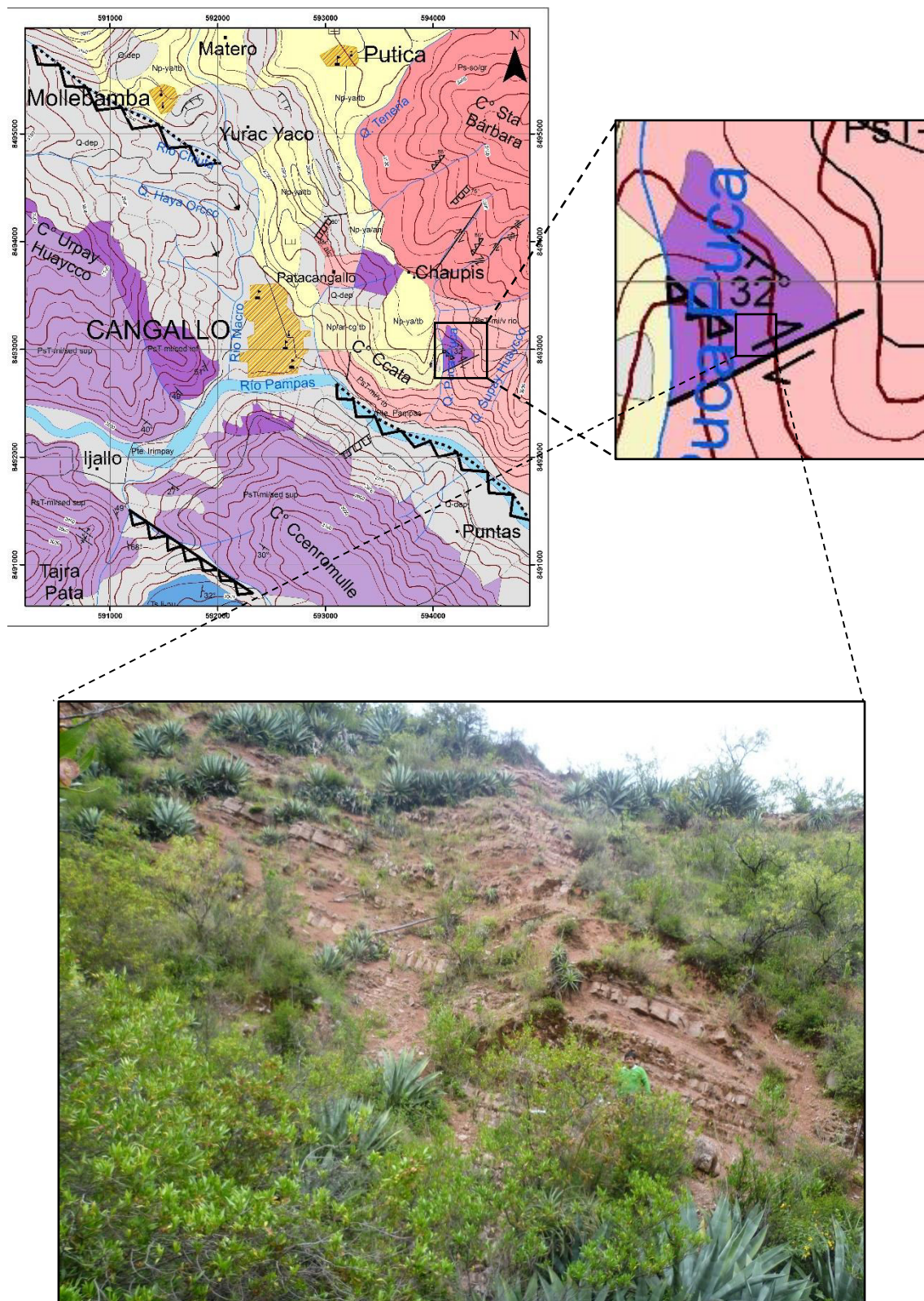


Figura 5.6. Secuencia del miembro inferior del Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca. Este afloramiento tiene 22 m de espesor.



Figura 5.7. La secuencia del miembro inferior del Mitu Sedimentario tiene un rumbo de N125° y buza con 32°SW.

La base de esta secuencia está formada por brechas conglomeráticas monomícticas clasto soportado con matriz areniscosa (5.8). La matriz corresponde por sus características a una Litoarenita feldespática y conglomerática (Figura 5.9) grano soportado por la cantidad de fragmentos líticos que presenta. También se observa secuencias centimétricas graduales (Figura 5.10). Es común encontrar barras de brechas conglomeráticas superpuestas (Figura 5.11). Otras características se observan desde la Figura 5.12 a la Figura 5.19.



Figura 5.8. Base del miembro inferior del Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca. Se observa clastos angulosos de riolitas porfíricas color lila en secuencias Gcm. Derecha (perfil) e izquierda (techo del estrato).



Figura 5.9. ARENISCA: rojo grisáceo, grano medio a grueso, ocasionalmente granos muy gruesos y gránulos, menor cantidad de granos finos, 60% fragmentos líticos (rojo grisáceo, algunos grises, escaso marrón rojizo), 30% feldespatos blanquecinos (plagioclasas), 10% cuarzo hialino, pobre selección, subangulosos a angulosos, escasa matriz limolítica roja naranja, cemento silíceo, consolidado, pobre porosidad visual, moderada porosidad visual en partes. Esta muestra pertenece a la matriz de los depósitos coluviales.

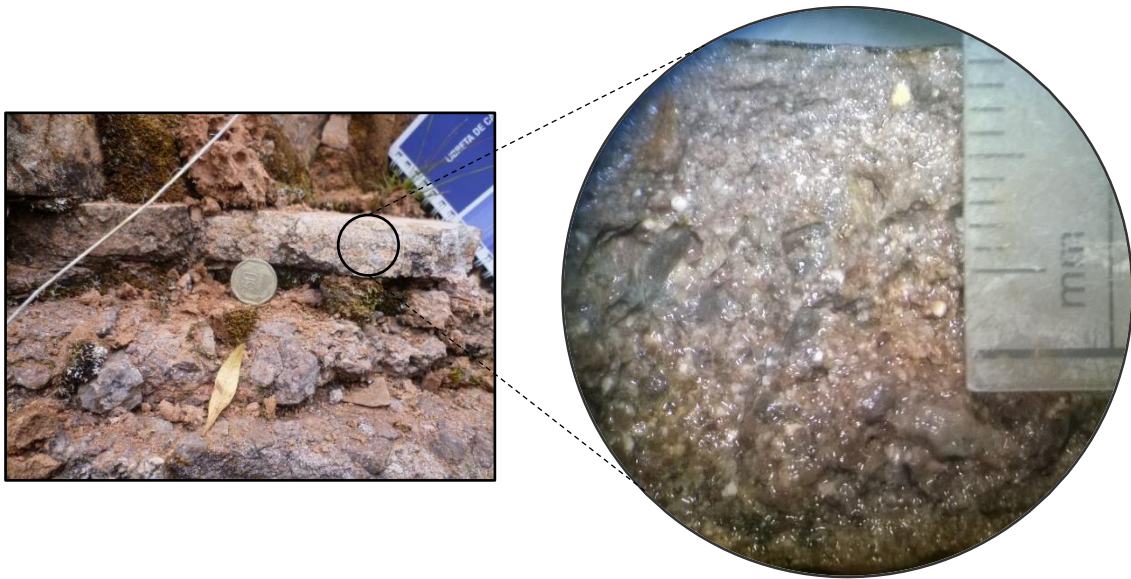


Figura 5.10. Secuencia centimétrica gradual que va de arenisca conglomerática a la base donde predominan los fragmentos líticos y feldespatos (Litoarenita feldespática), pasando por areniscas de grano medio a grueso con predominio de feldespatos plagioclasas y fragmentos líticos (Arcosas líticas) a areniscas muy finas con predominio de cuarzo (cuarzo arenita), todas con escasa matriz limolítica, cemento silíceo, consolidadas (muy duras en los de grano muy fino) y pobre porosidad visual.



Figura 5.11. Amalgamación de barras coluviales con gradación normal incipiente y clastos angulosos a subangulosos de riolitas porfiríticas (Secuencia GB).



Figura 5.12. Secuencia grano estrato decreciente (brechas conglomeráticas - areniscas – lutitas).

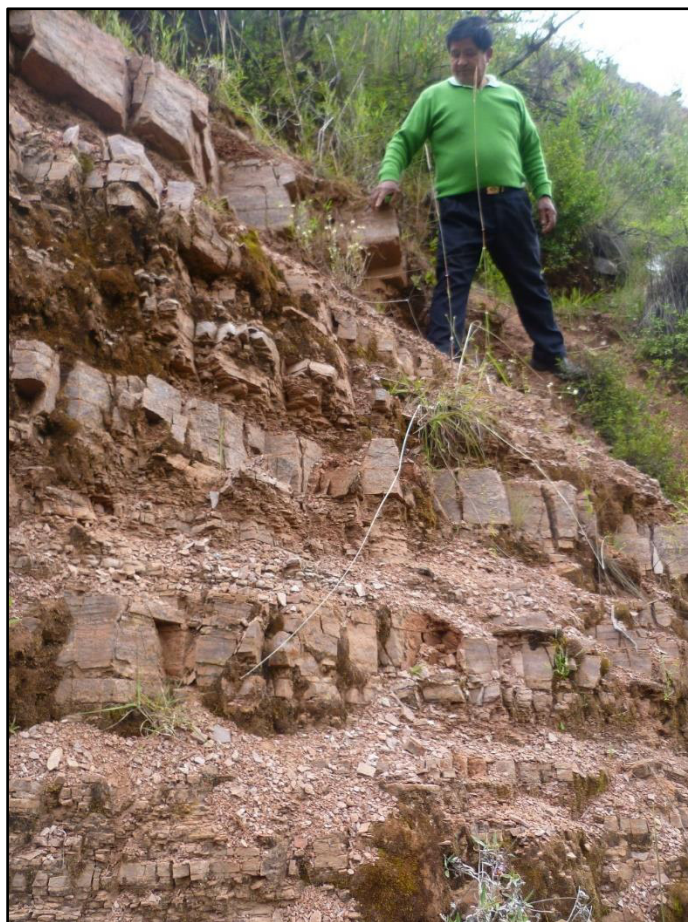


Figura 5.13. Secuencia de Lutitas limosas FI intercaladas con Litoarenitas marrones rojizas de grano medio a grueso, subangulosos a rubredondeados, moderada a buena porosidad visual.



Figura 5.14. Alternancia de arcillitas lutáceas FI con barras de areniscas y areniscas conglomeráticas Sm-Gcg con base erosiva.



Figura 5.15. Secuencias de areniscas muy finas (subarcosas - sublitoarenitas) rojas grisáceas - lilas gradando a limolitas rojas.

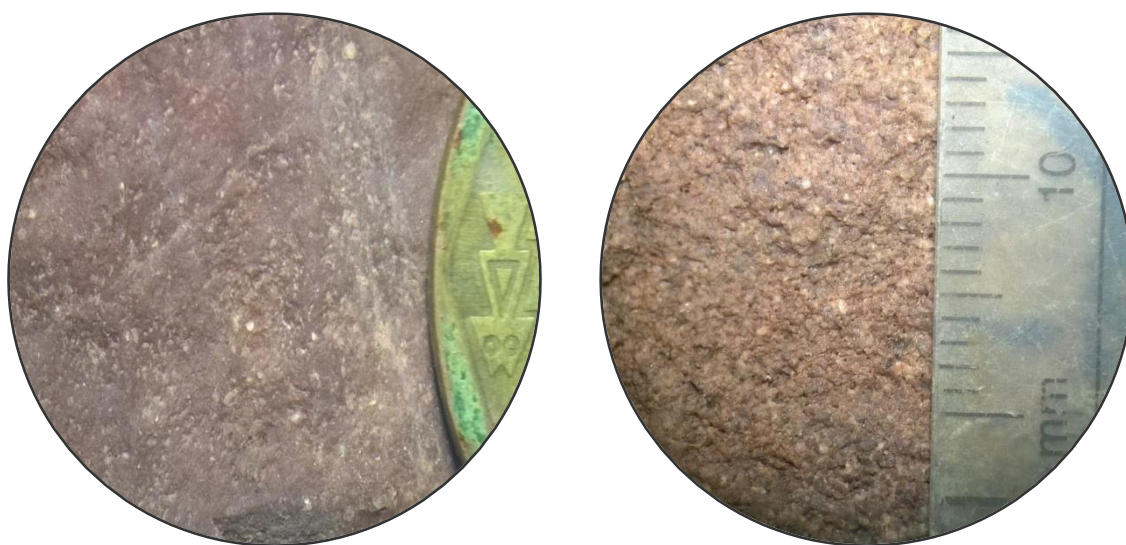


Figura 5.16. Arcillita limosa roja grisácea y Litoarenita marrón rojiza media-gruesa en lentes de arena.



Figura 5.17. Barras de areniscas CH-Sm sobre arcillitas limosas FI rojas grisáceas en la parte media-superior del afloramiento.



Figura 5.18. Secuencia de brechas conglomeráticas monomícticas con matriz de Litoarenita al tope del afloramiento del miembro inferior del Mitu sedimentario en la quebrada Puca Puca.



Figura 5.19. Fallas normales sinsedimentarias en el miembro inferior del Mitu sedimentario con dirección de extensión N 140°, 80° SW.

Otro afloramiento del miembro Inferior del Mitu sedimentario en el área de estudio se encuentra cerca a la desembocadura del río Macro en el río Pampas al SW de la ciudad de Cangallo. Se caracteriza por depósitos coluviales heterométricos y polimíctos con gradación normal incipiente (Figura 5.20) y gradación inversa (Figura 5.21), localmente presenta olistolitos a la base (Figura 5.22), cortos niveles fluviátiles (5.24) y limolitas carbonatadas al tope de las secuencias (5.23 y 5.24).



Figura 5.20. Secuencia grano decreciente con gradación normal Gcg - Sm.



Figura 5.21. Secuencia grano creciente con gradación inversa Sm - Gci .



Figura 5.22. Olistolito de 2m de diámetro a la base de una secuencia Gcg.



Figura 5.23. Al tope de la secuencia se observan limolitas calcáreas P con tonos amarillos y rojizos.



Figura 5.24. A la base de las limolitas calcáreas con tonos amarillos y rojizos se observa niveles fluviales Gcg.

2.2 Miembro superior. Caracterizado por secuencias fluviales grises - beiges. (Figura 5.25 y 5.26). Se observan llanuras de inundación (Figura 5.27), canales de areniscas y conglomerados (Figuras 5.28 y 5.29) y depósitos de yeso al tope (Figura 5.30).



Figura 5.25. Formación Mitu sedimentario con sus dos miembros (inferior y superior).



Figura 5.26. Secuencia fluvial del miembro superior del Mitu sedimentario en el puente Irimpay a 1.2 Km al SW de la ciudad de Cangallo.



Figura 5.27. Llanura de inundación FI y base erosiva de canal Gp.



Figura 5.28. lentes de arenisca Sh (izquierda) y conglomerados Gcm (derecha).

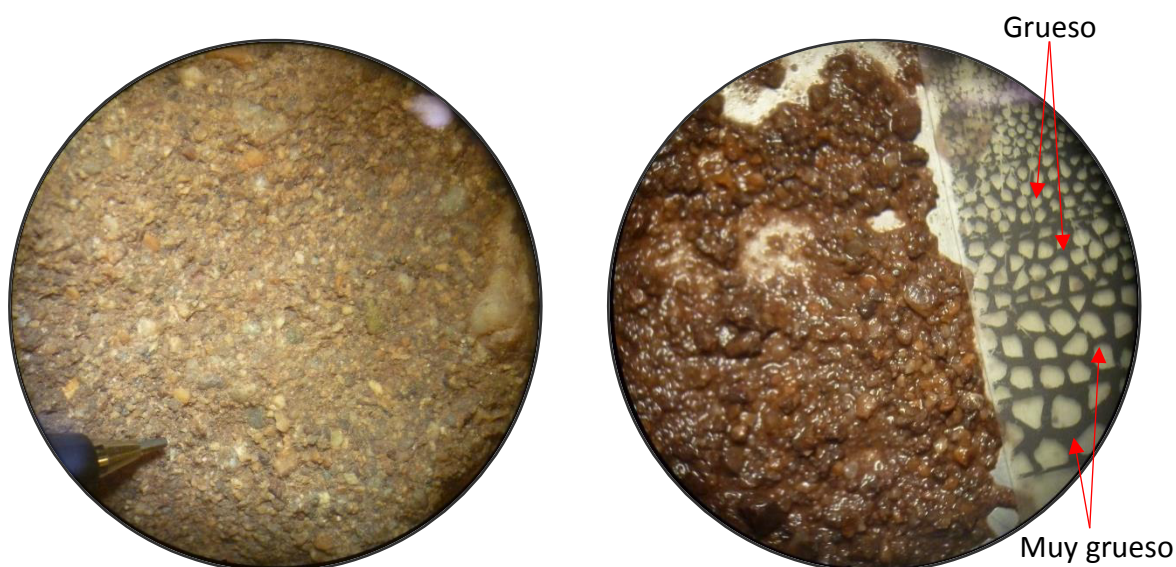


Figura 5.29. ARENISCA: marrón claro a oscuro (beige), predominantemente grano medio a grueso, ocasionalmente muy grueso (fragmentos líticos y feldespáticos), frecuente granos de cuarzo hialino muy fino a fino. Selección muy pobre, subangular, frecuente subredondeado a redondeado, abundante matriz limosa, cemento no calcáreo, moderadamente consolidado a consolidado, pobre a moderada porosidad visual. Esta muestra pertenece a una barra de arena.



Figura 5.30. Secuencias yesíferas previos a la entrada del Grupo Pucará.

De la secuencia conglomerática del miembro Mitu sedimentario superior al SW de la ciudad de Cangallo se tomaron datos de dip y dip direction a 90 cantos rodados como se muestra en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Datos de dip y dip direction de conglomerados del miembro superior del Mitu sedimentario tomados en el puente Irimpay (591250 m E, 8492060 m N – Datum WGS 84).

MITU FLUVIAL		52	N 226	40	N 233
Dip (°)	Dip direction (°)	50	N 250	34	N 195
24	N 235	37	N 255	36	N 212
37	N 230	32	N 230	54	N 192
60	N 195	18	N 255	35	N 240
30	N 198	32	N 245	42	N 260
39	N 235	32	N 230	58	N 230
24	N 210	30	N 232	34	N 255
50	N 228	35	N 223	40	N 202
36	N 235	37	N 230	31	N 228
38	N 245	32	N 222	50	N 290
35	N 235	26	N 215	40	N 245
17	N 257	32	N 230	60	N 265
40	N 290	32	N 180	65	N 230
33	N 285	40	N 182	67	N 230
36	N 270	28	N 185	40	N 222
52	N 258	24	N 222	47	N 238
24	N 234	44	N 235	35	N 232
26	N 220	45	N 245	70	N 200
24	N 240	33	N 245	58	N 220
32	N 220	54	N 244	29	N 228
36	N 230	23	N 245	41	N 243
24	N 220	37	N 250	48	N 252
24	N 252	45	N 235	50	N 222
30	N 250	29	N 178	17	N 290
44	N 258	32	N 240	30	N 242
55	N 235	23	N 246	50	N 255
56	N 230	32	N 242	48	N 260
16	N 210	32	N 185	47	N 255
47	N 200	57	N 248	58	N 240
52	N 221	48	N 197		

Estos datos fueron tomados en estratos con buzamientos de 40° en promedio, y por ende corregidos hacia la horizontal para obtener la verdadera dirección de la paleocorriente (Figura 5.31). Los datos de dip y dip direction corregidos se muestran en la tabla 5.2.

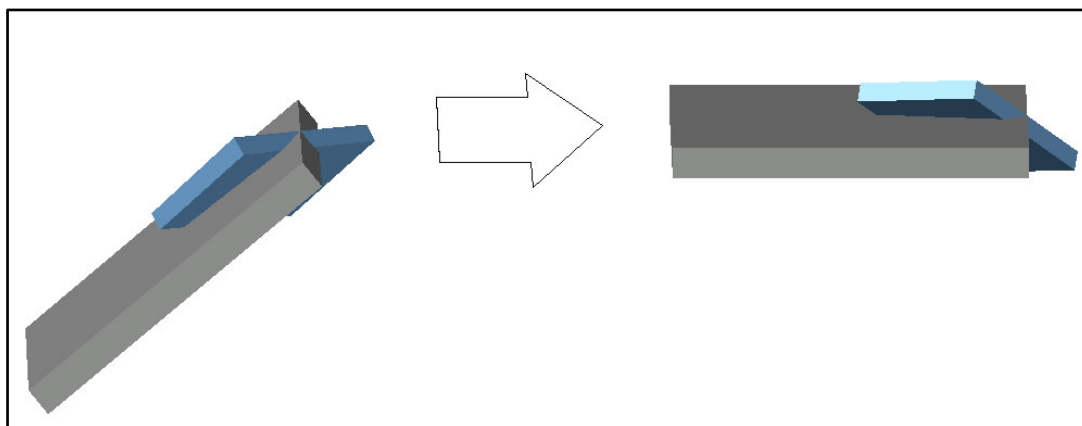


Figura 5.31. Simulación de la corrección del dip y dip direction de un canto rodado del miembro superior del Mitu sedimentario (color azul) al horizontalizar el estrato (color gris) con buzamiento de 40° utilizando AutoCAD 2016. Se observa que la dirección de imbricación del canto rodado cambia drásticamente al realizar el proceso.

Tabla 5.2. Datos de dip y dip direction corregidos a la horizontal de conglomerados del miembro superior del Mitu sedimentario.

MITU FLUVIAL		25	N 170	19	N 317
Dip (°)	Dip direction (°)	32	N 188	29	N 319
23	N 4	18	N 228	19	N 323
23	N 4	13	N 237	52	N 324
20	N 5	11	N 244	22	N 326
13	N 7	29	N 244	25	N 327
38	N 8	27	N 245	10	N 329
19	N 9	14	N 252	10	N 329
9	N 10	21	N 252	13	N 331
28	N 10	19	N 255	10	N 333
19	N 11	14	N 262	16	N 333
29	N 11	21	N 267	16	N 333
8	N 17	26	N 270	33	N 334
16	N 25	25	N 282	24	N 335
13	N 26	29	N 282	46	N 335
16	N 28	17	N 290	11	N 338
14	N 35	14	N 292	19	N 338
24	N 38	14	N 296	19	N 341
16	N 42	26	N 296	18	N 342
4	N 59	42	N 296	17	N 343
14	N 73	32	N 300	40	N 343
22	N 79	30	N 301	22	N 345
23	N 83	27	N 302	18	N 349
19	N 89	21	N 303	12	N 353
22	N 90	28	N 306	12	N 353
13	N 91	4	N 308	12	N 353
21	N 112	32	N 308	7	N 354
8	N 120	12	N 312	14	N 357
14	N 151	18	N 313	24	N 359
12	N 154	29	N 314	12	N 360
22	N 156	13	N 317		

Estos datos corregidos fueron depurados de acuerdo a la zona de mayor densidad respecto al dip direction mediante una campana de Gauss (Figura 5.32).

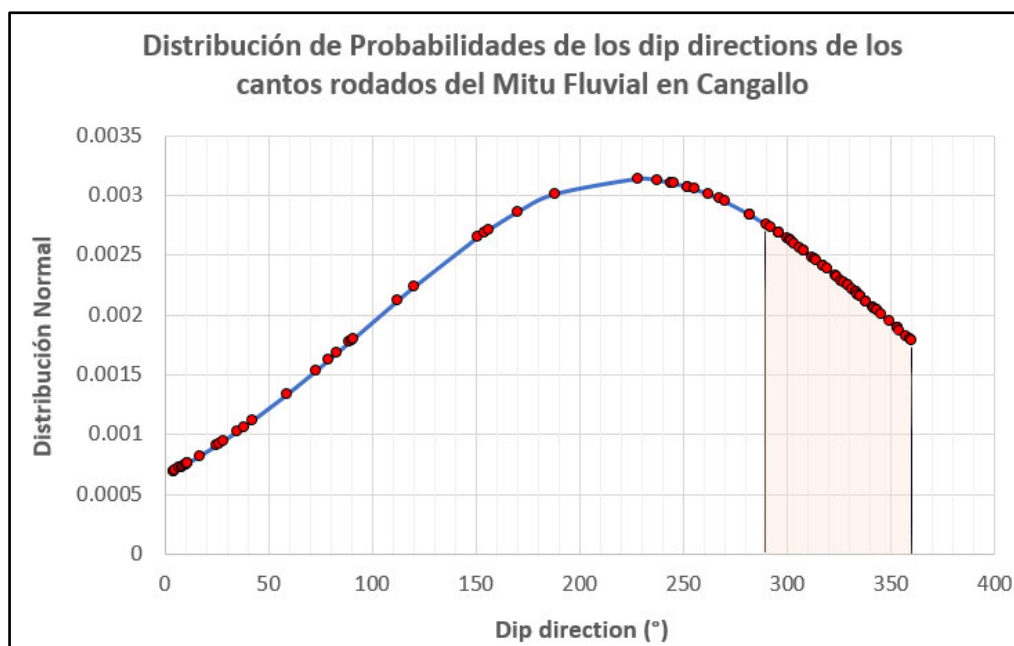


Figura 5.32. Distribución de probabilidades de 90 cantos rodados del miembro superior del Mitu sedimentario en Cangallo. Se observa la mayor densidad de puntos en el intervalo del área sombreada (290°-360°).

Por lo tanto, los datos a considerar serán aquellos con dip direction desde N 290° hasta N 360°, teniendo un total de 46 datos como se muestran a continuación:

Tabla 5.3. Datos de dip y dip direction corregidos a la horizontal de conglomerados del miembro superior del Mitu sedimentario.

MITU FLUVIAL		29	314	46	335
Dip (°)	Dip direction (°)	13	317	11	338
17	290	19	317	19	338
14	292	29	319	19	341
14	296	19	323	18	342
26	296	52	324	17	343
42	296	22	326	40	343
32	300	25	327	22	345
30	301	10	329	18	349
27	302	10	329	12	353
21	303	13	331	12	353
28	306	10	333	12	353
4	308	16	333	7	354
32	308	16	333	14	357
12	312	33	334	24	359
18	313	24	335	12	360

Si bien la dirección de la paleocorriente se encuentra en el intervalo 290° - 360° , ya que se hizo uso de una curva de probabilidad, en el presente trabajo estos datos fueron introducidos al software Dips 6.2 (Figura 5.33), del cual se tomó el promedio de los dip directions y luego el opuesto del dip direction promedio por tratarse de sistemas fluviales, dando como paleocorriente promedio N 144° (Figura 5.34).

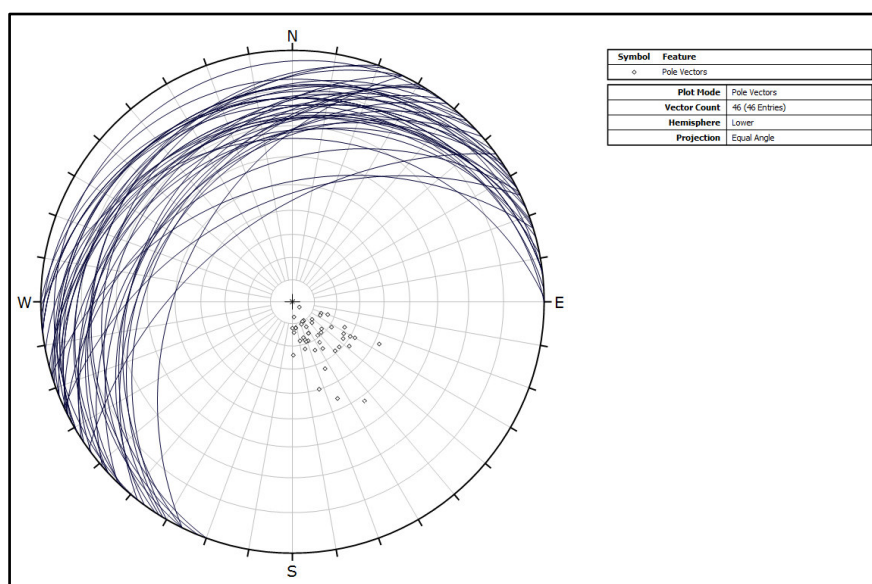


Figura 5.33. Representación de planos y polos en el software Dips 6.2 de 46 cantos rodados del miembro superior del Mitu sedimentario en el área de Cangallo – Ayacucho.

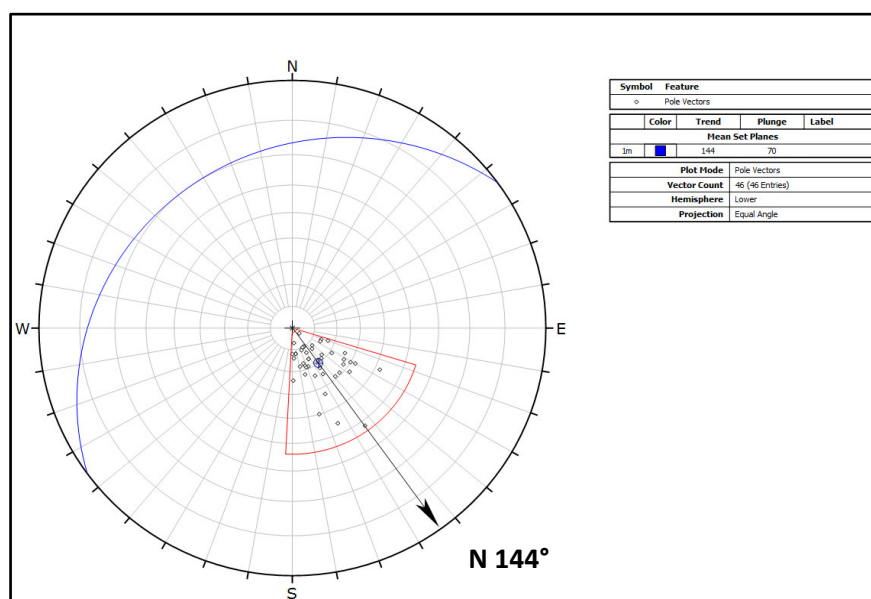


Figura 5.34. Plano promedio (curva azul) y dip direction opuesto (flecha negra) indicando la dirección promedio (N 144°) de la paleocorriente del miembro superior del Mitu sedimentario en el área de Cangallo - Ayacucho.

5.2 Discusión de Resultados

El alineamiento estructural de las fallas normales basculantes ($N 135^\circ$) (Figura 5.1) y sinsedimentarias ($N 140^\circ$) (Figura 5.19) muestran coincidencia con el alineamiento de la cordillera oriental (Figura 2.2) (eje del Rift del Mitu según Sempere et al. (1999) y Panca (2010)), evidenciando su contexto regional distensivo. En la Figura 5.35 se puede observar la ciclográfica de las fallas basculantes del Grupo Mitu.

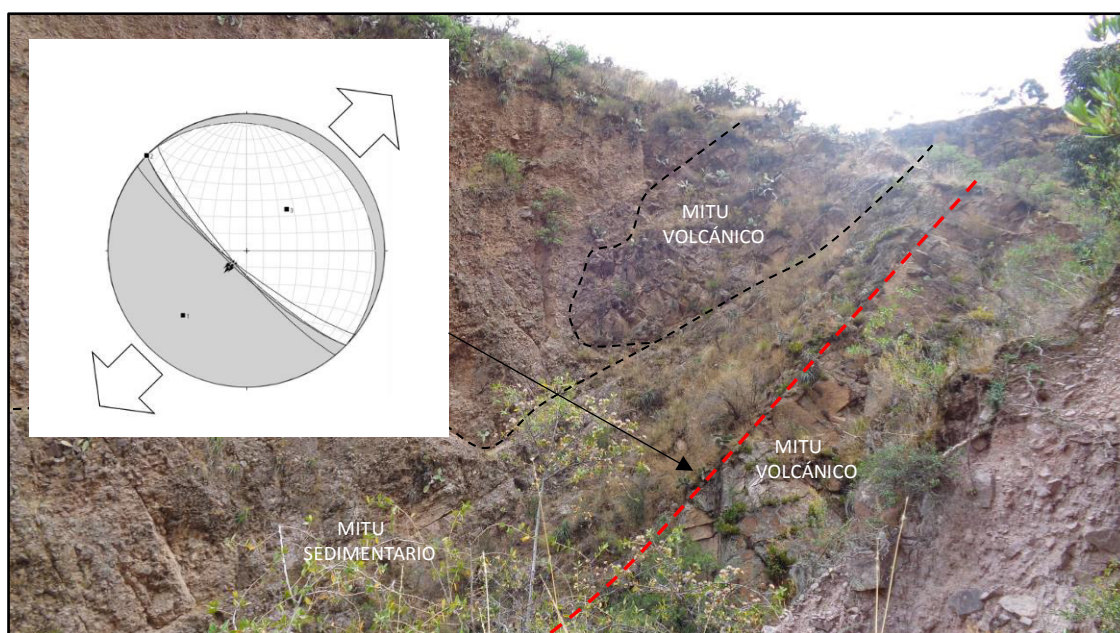


Figura 5.35. Falla normal basculante (línea entrecortada en rojo) con su respectiva ciclográfica mostrando la dirección de extensión NE-SW en la quebrada Puca Puca al SE de Chahuaybamba.

Si bien no se observa el contacto entre las riolitas del Mitu volcánico y el Granito San Miguel-Ongoy debido a que se encuentra con cobertura de suelo, el contacto inferido muestra un alineamiento NW-SE (Figura 5.36) paralelo al rumbo de fallas basculantes ($N 135^\circ$) de contacto entre riolitas del Mitu volcánico y coluvios del Mitu sedimentario, el cual sugiere que dichas riolitas aprovecharon la falla y se depositaron a lo largo de ella; incluso hay evidencia de depósitos coluviales centimétricos en las fallas basculantes previas al desarrollo coluvial principal (Figura 5.37), evidenciando un diacronismo en los procesos (Mitu volcánico a la base y Mitu sedimentario al tope). Las riolitas observadas carecen de minerales hidratados (biotita, anfíboles), al menos en los fenocristales, que lo

aleja de un origen de subducción y sugiere más su naturaleza alcalina típicos de zonas de rift. Este vulcanismo riolítico estaría asociado a la última etapa del Pre Rift del Mitu.

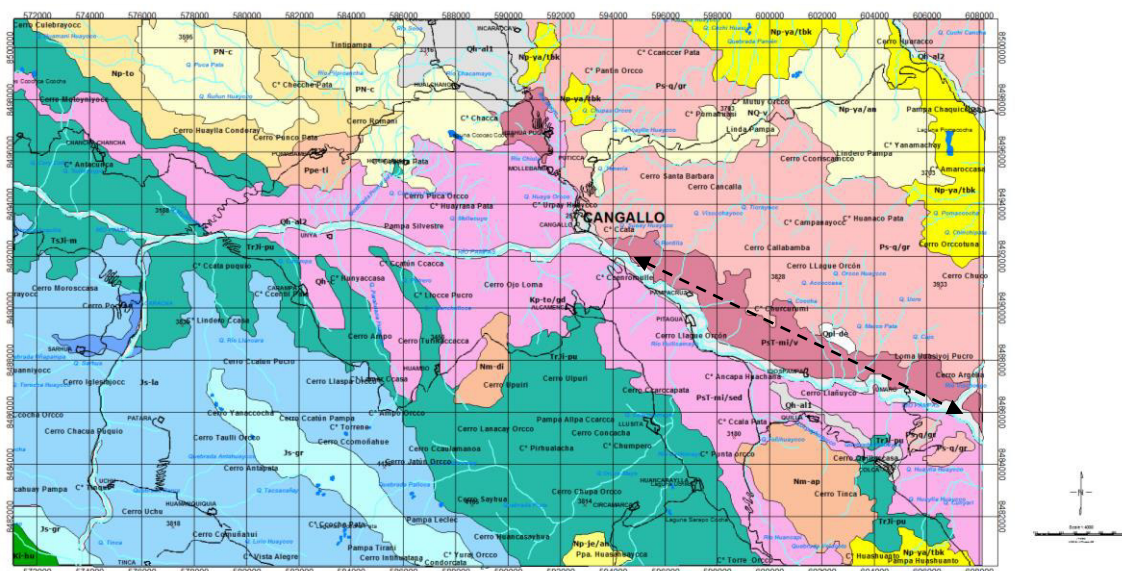


Figura 5.36. Mapa geológico generalizado de la región de Cangallo donde se observa la dirección NW-SE de las riolitas del Mitu volcánico (flecha negra entrecortada). Fuente: Quispesivana y Navarro (2002).



Figura 5.37. Depósitos coluviales centimétricos previos al depósito coluvial principal en la quebrada Puca Puca al SE de Chahuaybamba.

Al comparar la dirección de fallas normales (N 135° y N140°) (Figuras 5.1 y 5.19) con la dirección de flujo promedio del miembro Mitu sedimentario superior (N 144°) (Figura 5.34), se observa una coincidencia marcada, la cual sugiere que el sistema fluvial del miembro superior del Mitu sedimentario se desarrolló a lo largo de la falla extensional y los depósitos coluviales perpendicular a esta (Figura 5.38). Las columnas estratigráficas respectivas se muestran en las Figuras 5.39 y 5.40.

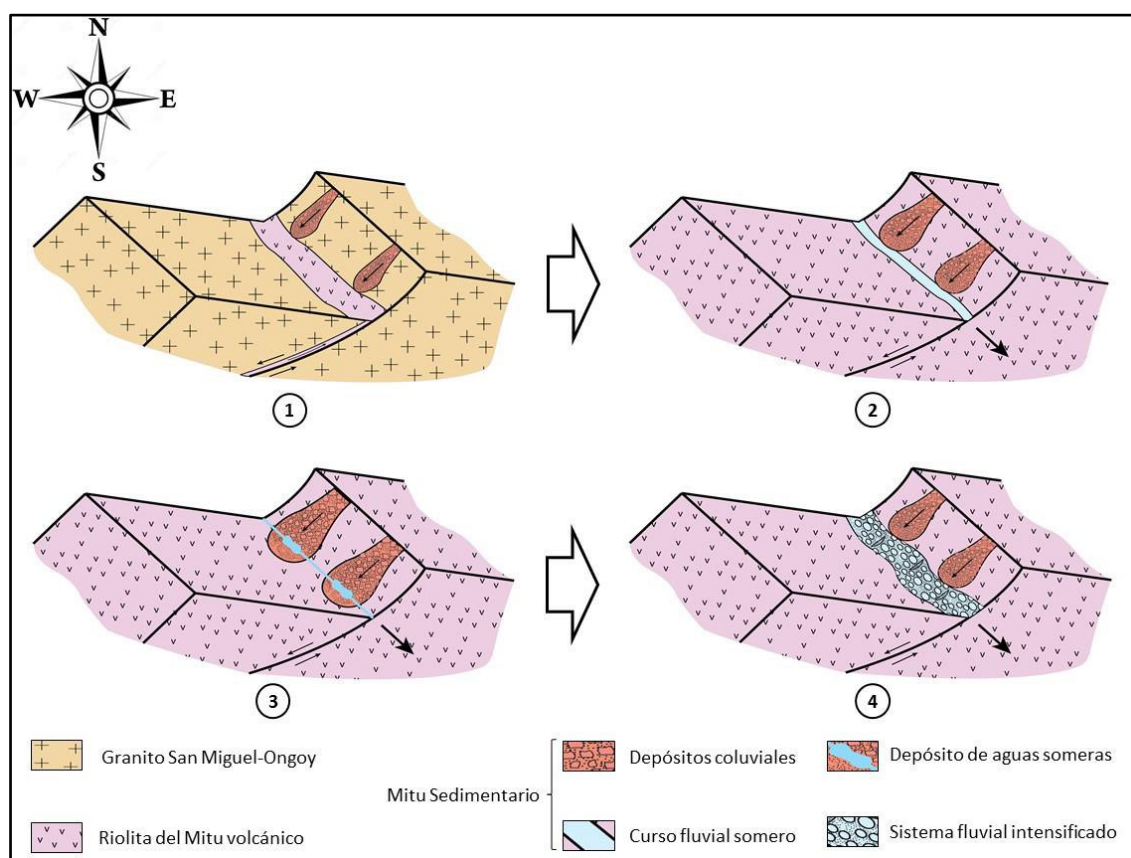


Figura 5.38. Reconstrucción paleogeográfica del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho. 1. Fallamiento NW-SE del basamento (Granito San Miguel-Ongoy), vulcanismo riolítico y procesos coluviales de NE a SW, 2. Reactivación de la falla afectando a las riolitas, intensificación de los coluvios interrumpidos por cortos procesos fluviales, 3. Disminución del proceso fluvial generando depósitos someros de agua locales en clima árido, 4. Intensificación del proceso fluvial de NW a SE.

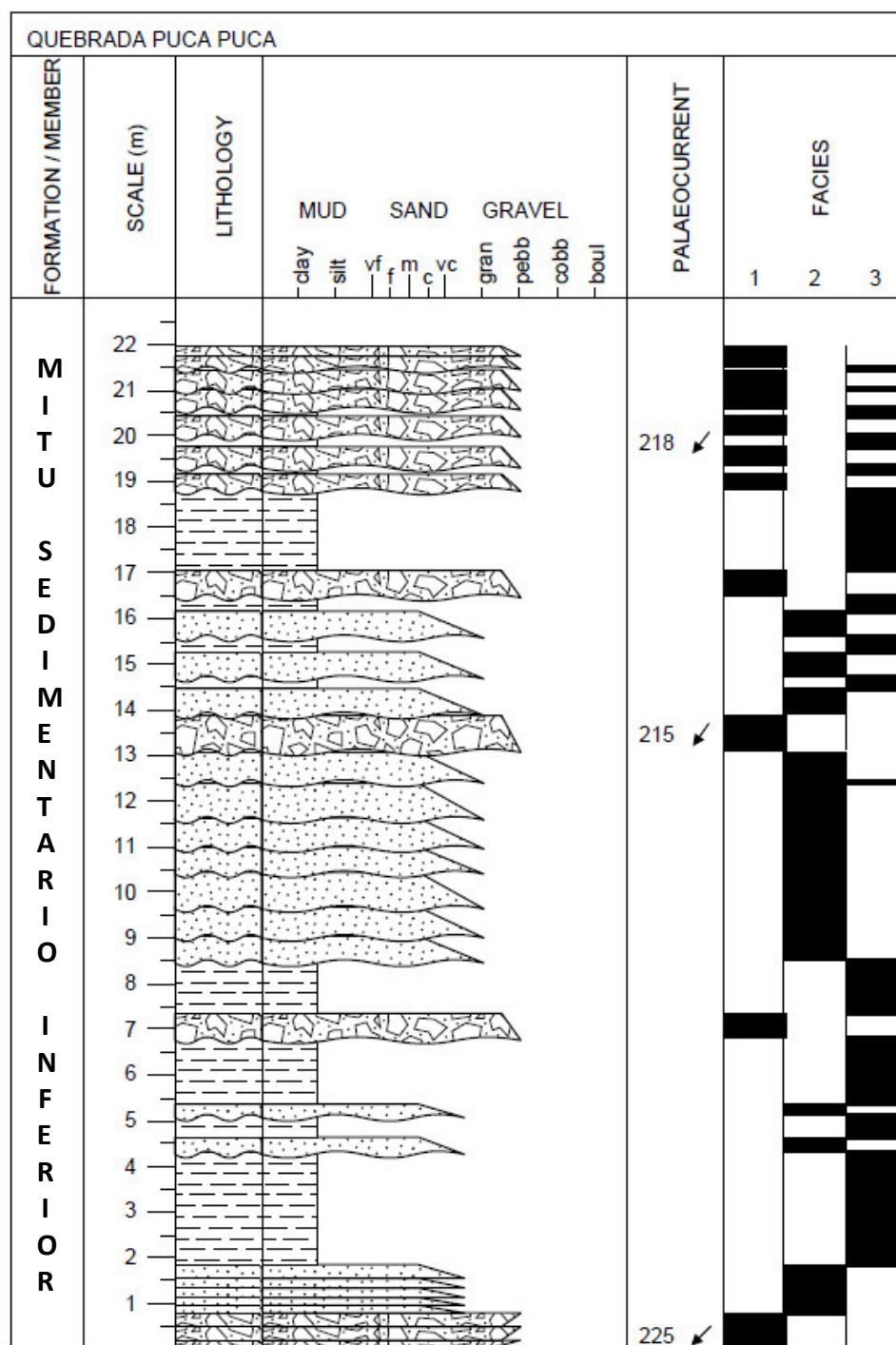


Figura 5.39. Columna estratigráfica en la quebrada Puca Puca. Facies (1. Barras de brechas conglomeráticas, 2. Barras areniscosas-microconglomeráticas, 3. Llanuras de inundación).



5.3 Pruebas de Hipótesis

1. Al comparar la dirección de extensión de las fallas normales basculantes ($N 135^\circ$ en promedio mostrada en la Figura 5.1) con la orientación NW-SE de la cordillera oriental (Figura 2.2), se observa una correspondencia entre ambos alineamientos, corroborando que el Grupo Mitu se desarrolló regionalmente en extensión, demostrándose así la hipótesis específica 1.

2. La observación litológica en el área de estudio muestra numerosas secuencias granodecrecientes continentales (incipiente en los depósitos coluviales y más marcado en los depósitos fluviales) como se muestra en la Figura 5.20, demostrándose la hipótesis específica 2.

3. La tectónica sinsedimentaria en el área de estudio muestra fallas normales ($N 140^\circ$, 80° SW) como se muestra en la Figura 5.19, corroborando su formación en un sistema extensional y demostrándose la hipótesis específica 3.

Estas pruebas de hipótesis específicas demuestran la hipótesis general de que la tectónica generó hemigrabens conllevando a la formación de facies sedimentarias continentales grano decrecientes del Grupo Mitu en el área de Cangallo-Ayacucho. Aunque cabe resaltar que también presenta secuencias granocrecientes como se observa en la Figura 5.21.

CAPÍTULO 6: IMPACTOS AMBIENTALES

6.1 Impactos Positivos

1. El Grupo Mitu presenta secuencias rojizas cuya degradación forma suelos muy fértiles para diversos vegetales como se observa en la quebrada Puca Puca (Figura 6.1).



Figura 6.1. Variedad de especies vegetales en la quebrada Puca Puca: tunas, molles, cabuyas, sancay, muña, retama, grama y otros.

2. Las secuencias rojizas del Grupo Mitu al ser erosionadas por los cursos fluviales esporádicos en épocas de lluvia en las diferentes quebradas alimenta de iones de Fe al río Pampas y Macro (Figura 6.2).



Figura 6.2. Curso de agua esporádico erosionando al Grupo Mitu y desembocando en el río Pampas al SW de la ciudad de Cangallo.

6.2 Impactos Negativos

1. Las fallas basculantes del Grupo Mitu están siendo reactivadas por procesos de inversión tectónica conllevando a desestabilizar los depósitos tobáceos suprayacentes y generando deslizamientos como se observa en la quebrada Chiuta al N de la ciudad de Cangallo (Figura 6.3) y en la quebrada Puca Puca (Figura 6.4).

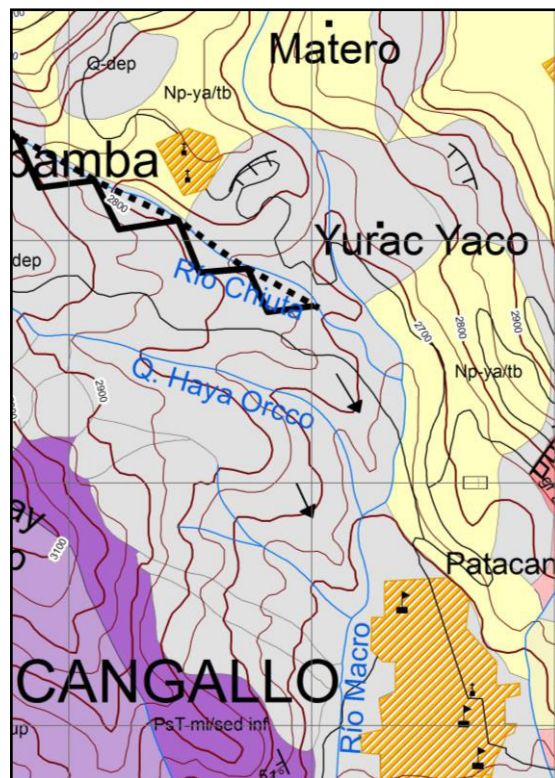


Figura 6.3. Deslizamiento de tobas y areniscas tobáceas (flechas negras) influenciada por la falla Mitu reactivada en la quebrada Chiuta.

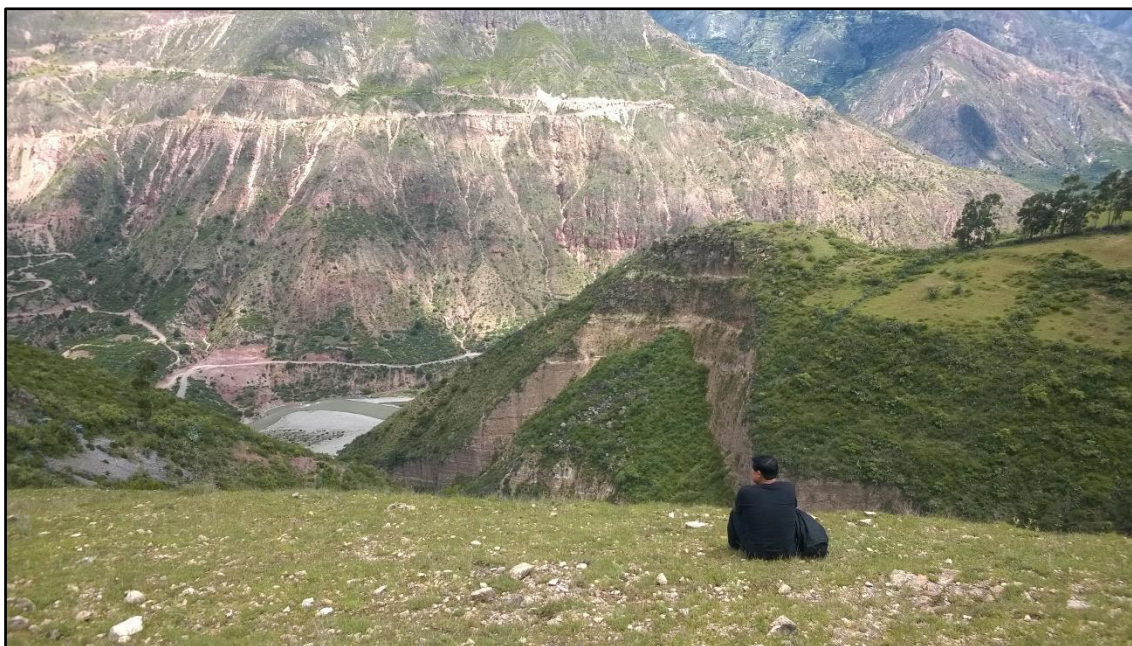


Figura 6.4. Deslizamiento de tobas y areniscas tobáceas conglomeráticas producto de fallas en el área, entre ellas fallas Mitu reactivadas en la quebrada Puca Puca.

CONCLUSIONES

1. El escenario tectónico regional en el cual se desarrolló el Grupo Mitu en el área de Cangallo- Ayacucho es extensional.
2. El Grupo Mitu en el área de estudio presenta facies continentales granodecrecientes formadas en un sistema extensional, aunque también presentan secuencias granocrecientes producto de la migración lateral de las barras coluviales.
3. El tectonismo sinsedimentario que afectó a las facies del Grupo Mitu en el área de estudio es extensional con fallas normales N 140° y 80° SW.
4. La tectónica extensional generó fallas normales basculantes, generando hemigrabens que propiciaron el espacio para la salida de flujos y tobas riolíticas (Mitu volcánico), luego la formación de facies continentales coluviales (Mitu sedimentario inferior) que se abren al SW y facies fluviales (Mitu sedimentario superior) perpendicular a esta, cuyo flujo va hacia el SE. De esta manera se cumplen los objetivos planteados.

RECOMENDACIONES

1. A los ingenieros que laboran en el INGEMMET y empresas mineras, datar las riolitas porfiríticas de la formación Mitu volcánico para conocer cuando se formaron, puesto que muestra un diacronismo según el área.
2. A los ingenieros que laboran en el INGEMMET y empresas mineras, realizar análisis geoquímico de roca total a las riolitas y tobas del Mitu volcánico para confirmar su naturaleza alcalina asociada al rift permo-triásico.
3. A las autoridades locales de Cangallo (Municipalidad), documentar los acontecimientos de desastres naturales y en coordinación con el Instituto Nacional de Defensa Civil (INDECI) desarrollar programas de prevención y atención de desastres.
4. Al lector interesado en temas geotectónicos para profundizar sus conocimientos.
5. A los docentes para mostrarlo en clase y tomarlo como ejemplo de facies formadas en distensión.
6. A los geólogos que quieran tomar como referencia para estudios similares, e incluso profundizar el mismo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

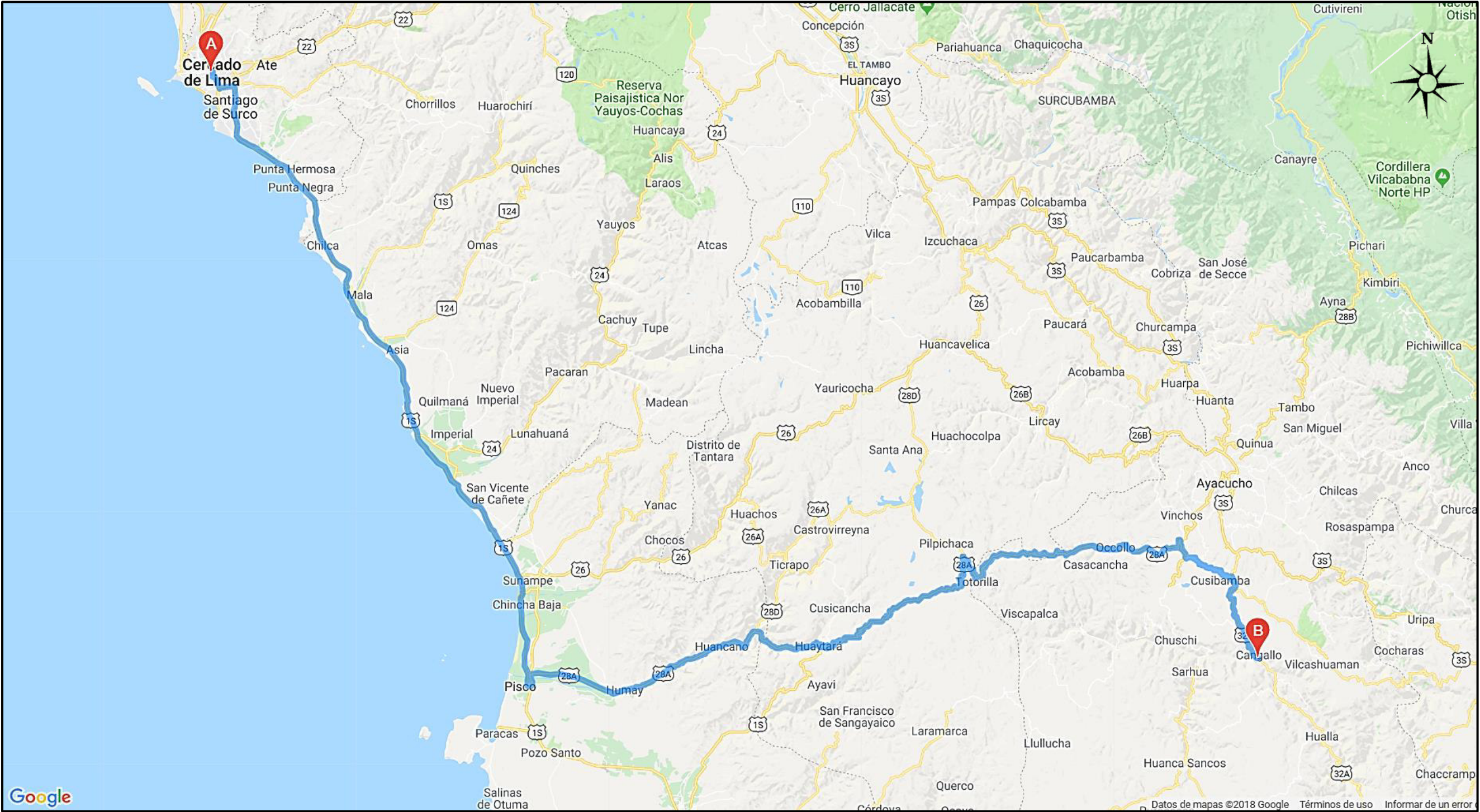
- Adams, A., McKenzie, W., y Guilford, C. (1984). *Atlas of Sedimentary Rocks under the Microscope*. England: Pearson Education Limited.
- Asociación LAGESA - C.F.G.S. (1996). *Geología de los cuadrángulos de Huancapi, Chincheros, Querobamba y Chaviña*. INGEMMET - Boletín N°70 serie A Carta Geológica Nacional. Lima, Perú.
- Aubouin, J., y Brousse, R. et al. (1980). *Tratado de geología*. Tomo 3. Tectónica, tectonofísica, morfología. Barcelona, España: Omega.
- CalcularRuta.com (2016). Ruta Lima-Cangallo. Recuperado de <https://www.calcularruta.com/de-lima-a-provincia-de-cangallo.html>
- Caradeangel (10 de agosto del 2012). Magmatismo en zonas de rift intracontinental [Blog post]. docsity. Recuperado de <http://www.docsity.com/es/magmatismo-en-zonas-de-drift-intracontinental-apuntes-geomorfologia/173310/>
- Carlotto, V., Cárdenas, J., y Carlier, G. (2011). *Geología del Cuadrángulo de Cusco*. INGEMMET - Boletín N° 138 Serie A Carta Geológica Nacional. Lima, Perú.
- Ciclo de Wilson (2016). E-DUCATIVA CATEDU. Recuperado de http://educativa.catedu.es/44700165/aula/archivos/repositorio/2500/2623/html/4_ciclo_de_wilson.html
- Ciclo supercontinental (2017). Wikipedia. Recuperado de https://es.wikipedia.org/wiki/Ciclo_supercontinental
- Cristallini, E. (2009). Tectónica Extensional: Modelado Estructural. Curso de Tectónica Extensional. Lima, Perú.
- Expansión de los fondos oceánicos (2016). EL FUNCIONAMIENTO GLOBAL DE LA TIERRA: LA TECTÓNICA DE PLACAS. Recuperado de <http://roble.pntic.mec.es/afep0032/antecedenteshistoricos.html>
- Fossen, H. (2010). *Structural Geology*. New York, USA: Cambridge University Press.
- Frisch, W., Meschede, M., y Blakey, R. (2011). *Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. doi:10.1007/978-3-540-76504-2

- Grobe, H. (2008). Situaciones tectónicas relacionadas con el Ciclo de Wilson. E-DUCATIVA CATEDU. Recuperado de http://educativa.catedu.es/44700165/aula/archivos/repositorio/2500/2623/html/4_ciclo_de_wilson.html
- Guadarrama, P. (2008). Fundamentos filosóficos y epistemológicos de la investigación. CEME (Centro de Estudios Miguel Enriquez). Recuperado de http://www.archivochile.com/Ideas_Autores/guadarramapg/guadarramapg00012.pdf
- Hongn , F., y García, V. (2011). Tectónica de Placas: Teoría integradora de las Ciencias de la Tierra. *Temas BGN*oa, 1(1), pp. 23-24, 28.
- Kearey, P., Klepeis, K., y Vine, F. (2009). *Global Tectonics* (third ed.). USA: John Wiley & Sons Ltd.
- Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2014). MÁRGENES PASIVOS. Recuperado de http://aviris.gl.fcen.uba.ar/TP_Geotectonica/TP5_MargenPasivo_2014.pdf
- Laboratorio de Tectónica Andina. Departamento de Ciencias Geológicas. Universidad de Buenos Aires (2015). MÁRGENES PASIVOS. Recuperado de http://aviris.gl.fcen.uba.ar/TP_Geotectonica/TP7_Margen_Pasivo_2015_al.pdf
- Miall, A. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Germany: Springer-Verlag.
- Miall, A. (2014). *Fluvial Depositional System*. Switzerland: Springer-Verlag.
- Montijo, A. (2016). Clasificación de Areniscas. CURSO DE PETROGRAFÍA DE ROCAS SEDIMENTARIAS. Recuperado de <http://gaia.geologia.uson.mx/academicos/amontijores/clasare.htm>
- Muller, D., Seton, M., Gaina, C., y Roest, W. (2008). Age of Oceanic Lithosphere. NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Recuperado de https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean_age/data/2008/ngdc-generated_images/whole_world/2008_age_of_oceans_plates_fullscale.jpg
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2002). Global tectonic activity map of the earth. Recuperado de <http://reliefweb.int/map/world/global-tectonic-activity-map-earth>
- National Aeronautics and Space Administration (NASA) (2004). Plate Tectonics. Recuperado de https://www.nasa.gov/audience/forstudents/5-8/features/F_Earth_Has_Faults.html

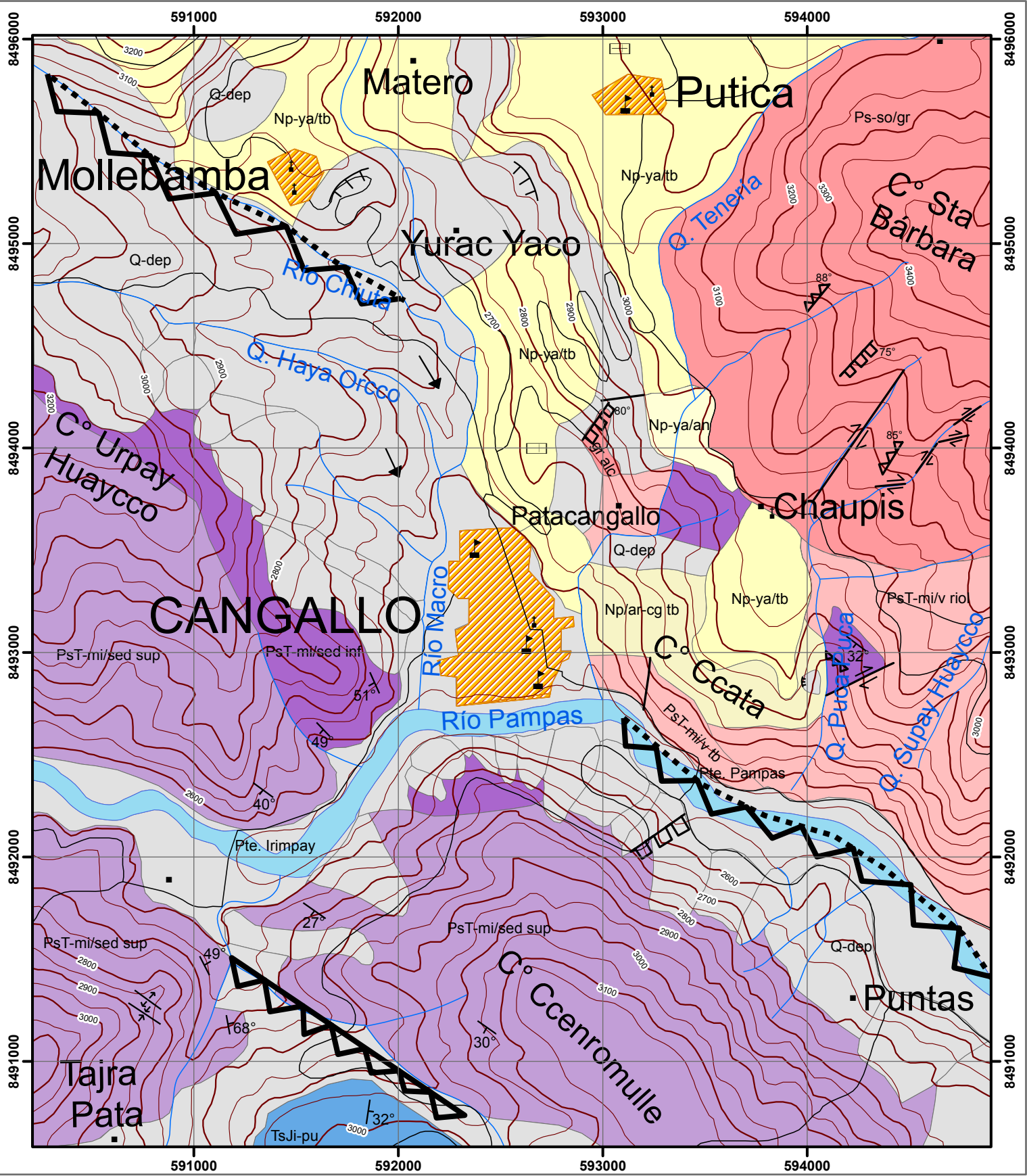
- Panca, F. (2010). Late Paleozoic Sedimentation and Volcanism in the Central Andes: Geotectonic Setting and Stratigraphy. Institute of Geology, TU Bergakademie Freiberg. Recuperado de http://www.geo.tu-freiberg.de/oberseminar/OS_09/Fernando_Panca.pdf
- Plume head and tail (23 de diciembre del 2010). [Blog post]. AGU Blogosphere. Recuperado de <http://blogs.agu.org/georneys/2010/12/23/geology-word-of-the-week-h-is-for-hotspot/>
- Provincias de Ayacucho (2013). Ayacucho “Ciudad de las iglesias”. [Blog post]. Turismo Ruta Perú. Recuperado de <http://turismorutaperu.blogspot.pe/2013/10/ayacucho-ciudad-de-las-iglesias.html>
- Quispesivana, L. y Navarro, P. (2002). MAPA GEOLÓGICO DEL CUADRÁNGULO DE HUANCAPÍ. INGEMMET - Carta geológica nacional – hoja 28-ñ. Lima, Perú.
- Sánchez, A. (2008). Curso de Petrología de Rocas Ígneas. Lima, Perú.
- Sempere, T., Carlier, G., Carlotto, V., Jacay, J., Jiménez, N., Rosas,.....Boudesseul, N. (4-6 de octubre de 1999). LATE PERMIAN-EARLY MESOZOIC RIFTS IN PERU AND BOLIVIA, AND THEIR BEARING ON ANDEAN-AGE TECTONICS. En H.-J. Gorze (Presidencia), 4th International Symposium on Andean Geodynamics. Simposio llevado a cabo en París, Francia.
- Soriano, G. (2013). GEODINÁMICA. Recuperado de http://caminos.udc.es/info/asignaturas/grado_itop/113/pdfs/TEMA%207%20tectonica.pdf
- Tarbuck, E., y Lutgens, F. (2005). *Ciencias de la Tierra. Una introducción a la geología física* (octava ed.). Madrid, España: PEARSON PRENTICE HALL.
- The Rock Cycle. An Exploration of the World Under Your Feet (2013). Sorting. SlideShare. Recuperado de <https://www.slideshare.net/tjmie/rc-20941863>
- Universidad Complutense de Madrid (2017). Clasificación de Pettijohn. Atlas de Petrología Sedimentaria. Recuperado de https://pendientedemigracion.ucm.es/info/petrosed/rd/cdd/cdd_ar/ejemplos_ar.html
- Vine, F., y Matthews, D. (1962). La hipótesis de Vine y Matthews. SlidePlayer. Recuperado de <http://slideplayer.es/slide/4763041/>
- Wicander, R., y Monroe, J. (2010). *Historical Geology. Evolution of Earth and Life Through Time* (sixth ed.). Recuperado de https://issuu.com/hamdysayed/docs/historical_geology_
- Yount, L. (2009). Alfred Wegener: creator of the continental drift theory. New York, USA: Chelsea House Publishers.

ANEXOS

ANEXO I: Ruta Lima-Cangallo: Av. Alfonso Ugarte (Cercado de Lima) - Carretera Panamericana Sur (Carretera 1S) – Vía Los Libertadores (Carretera 28A) – Desvío a Allpachaca - Carretera 32A - Cangallo (598 km, 9h 31 min aproximadamente).



Fuente. CalculaRuta.com (2016).



1:25,000

ANEXO II
MAPEO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE CANGALLO

Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 18S
Projection: Transverse Mercator
Datum: WGS 1984
Units: Meter

LEYENDA

- depósitos cuaternarios (Q-dep)
- andesitas (Np-ya/an)
- areniscas y conglomerados tobáceos (Np-ya/ar-cg tb)
- tobas blanquecinas (Np-ya/tb)
- Grupo Pucará (TsJi-pu)
- Mitu sedimentario superior (PsT-mi/sed sup)
- Mitu sedimentario inferior (PsT-mi/sed inf)
- Mitu volcánico (PsT-mi/v)
- complejo San Miguel-Ongoy (Ps-so/gr)

SÍMBOLOS

- | | | | |
|--|--------------------------------|--|----------------------------|
| | rumbo y buzamiento de estratos | | falla inversa inferida |
| | lineamiento | | falla de rumbo dextral |
| | contacto geológico | | eje de pliegue anticlinal |
| | contacto inferido | | eje de pliegue sinclinal |
| | caminos | | escarpa de deslizamiento |
| | ríos y quebradas | | dirección de deslizamiento |
| | falla normal | | |
| | falla inversa | | |